JAHRBUCH FUR DAS JAHR 1889







Dr. H. von Dechen.

Jahrbuch

der

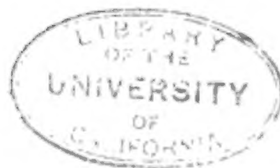
Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

1889.



Berlin.

In Commission bei der SIMON SCHROPP'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. NEUMANN).

1892.

Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

a*

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1889.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

Im Gebiete des Blattes Harzburg (G. A. 56; 8) wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN die Gliederung und Kartirung der Granit-, Gabbro- und »Ecker-Gneiss«-Massen zwischen dem Ilse- und Radau-Thale fortgesetzt. In Blatt Blankenburg (G. A. 56; 16) wurden einige topographische und geologische Revisionen und Ergänzungen ausgeführt, welche durch die Neueinzeichnung oder Vervollständigung des Wegenetzes veranlasst waren. 1. Der Harz.

Im Oberharz setzte Bezirksgeologe Dr. KOCH die Revision der Aufnahmen des verstorbenen Bergraths Dr. VON GRODDECK im Bereich der Blätter Osterode, Zellerfeld und Riefensbeck (G. A. 55; 18. 56; 7, 13) fort und richtete seine Bemühungen besonders darauf, die Altersfolge und die Lagerungsverhältnisse der Schichten am Bruchberg-Acker und am Osteröder-Polsterberger Grünstein-Zuge klarzustellen.

Am Nordrande des Harzes wurde von Professor Dr. DAMES die im Vorjahre begonnene Aufnahme des Blattes Wegeleben (G. A. 56; 12) bis auf einen kleinen Theil in der Nordostecke und einige Revisionen zu Ende geführt. Auch kartirte derselbe auf Blatt Wernigerode die Zechsteinformation von Nausen

zur Herbeiführung der Uebereinstimmung mit dem benachbarten Blatte Derenburg (G. A. 56; 9, 10).

Westlich des Harzes beendete Bezirksgeologe Dr. EBERT die Aufnahme des Blattes Gellichausen (G. A. 55; 35) fast vollständig.

Professor Dr. VON KOENEN brachte das Blatt Göttingen (G. A. 55; 28) durch eine letzte Revision zum Abschluss und begann die Aufnahme des Blattes Reinhausen (G. A. 55; 34). In den Blättern Gandersheim, Seesen, Westerhof und Osterode (G. A. 55; 11, 12, 17, 18) fügte derselbe die Ergebnisse einiger neuer Aufschlüsse hinzu und setzte ferner durch eine Anzahl von Orientirungsbegehungen die erste Untersuchung der Blätter Freden, Eimbeck, Moringen und Nörten (G. A. 55; 4, 10, 16, 22) fort.

2. Thüringen. Nördlich des Thüringer Waldes wurde von dem Bergingenieur FRANTZEN im Bereiche des Blattes Creuzburg (G. A. (G. A. 55; 60) eine Revision des Muschelkalkgebietes nördlich von der Creuzburg-Iftaer Strasse ausgeführt und die Aufnahme des durch Verwerfungen sehr zerschnittenen Terrains südlich jener Strasse dem Abschluss nahe gebracht.

Im Thüringer Walde wurde von dem Hülfsgeologen Dr. SCHEIBE im Gebiet der Blätter Brotterode und Friedrichsrode (G. A. 70; 7, 8) im Rothliegenden die Abtrennung der Tuffe von den übrigen Sedimenten bewirkt. Von demselben wurde sodann innerhalb des Blattes Ilmenau ((G. A. 70; 22) in Gemeinschaft mit dem Hülfsgeologen Dr. ZIMMERMANN die Aufnahme im westlichen Theil des Blattes fortgesetzt, während im Anschluss an diese Arbeiten Landesgeologe Dr. LORETZ die Untersuchung des östlichen Theils des Blattes weiterführte.

Die Kartirung und Revision der Blätter Königssee und Schwarzburg (G. A. 70; 23, 24) wurde von Dr. LORETZ in den durch den Zechstein und den Buntsandstein eingenommenen Theilen dieser Blätter fertig gestellt.

Professor Dr. VON FRITSCH vollendete die Aufnahme des Blattes Remda (G. A. 70; 18) und führte eine Anzahl von Revisionen innerhalb der von ihm bearbeiteten Blätter Tambach, Schwarza, Suhl und Schleusingen (G. A. 70; 14, 20, 21, 27) aus.

Das an Remda westlich angrenzende Blatt Stadt Ilm ((G. A. 70; 7), zu welchem eine erste Aufnahme von E. E. SCHMID vorlag, wurde durch Dr. ZIMMERMANN einer vollständigen Revision unterzogen und druckfertig bearbeitet, so dass nunmehr eine aus den Blättern Stadt Ilm, Remda, Königssee, Schwarzburg, Breitenbach und Gräfenthal zusammengesetzte Lieferung (G. A. 70; 17, 18, 23, 24, 29, 30) zur Veröffentlichung fertig gestellt ist.

Behufs der Vorbereitung des Abschlusses und der Veröffentlichung der Arbeiten über das westlich von hier liegende Gebiet des inneren Thüringer Waldes wurden von Dr. BEYSCHLAG, Dr. ZIMMERMANN und Dr. SCHEIBE gemeinschaftliche vergleichende Begehungen innerhalb der Blätter Ilmenau, Masserberg, Schleusingen und Suhl ausgeführt.

Im südlichen Thüringen nahm Bezirksgeologe Dr. BEYSCHLAG zur Herbeiführung einer gleichmässigen Behandlung der Schichten des mittleren Keupers mit den angrenzenden Bayerischen Aufnahmen eine Revision auf den zur Veröffentlichung bestimmten Blättern Römhild, Rodach, Rieth, Heldburg und Coburg (G. A. 70; 38, 39, 44, 45, 46) vor.

Dr. PROESCHOLDT bewirkte eine letzte Revision des Blattes Rentwertshausen (G. A. 70; 31) zur Anschliessung an das veröffentlichte, nördlich angrenzende Blatt Meiningen, sowie des Blattes Römhild (G. A. 70; 38) und führte demnächst die Aufnahme der Blätter Sondheim und Ostheim weiter (G. A. 69; 35, 36).

In Ost-Thüringen brachte Hofrath Professor Dr. LIEBE die Aufnahme des Blattes Waltersdorf (G. A. 71; 18) unter Hülfeleistung des Dr. ZIMMERMANN zum Abschluss, wodurch eine aus diesem und den Blättern Weida, Naitschau und Greiz (G. A. 71; 17, 23, 24) zusammenzusetzende Lieferung zur Veröffentlichung fertig gestellt worden ist. Ausserdem setzte derselbe in Gemeinschaft mit Dr. ZIMMERMANN die Untersuchung des Gebietes der Blätter Lobenstein, Mielesdorf und Gefell (G. A. 71; 32, 28, 34) fort.

3. Die Provinz Hessen-Nassau. a) der Regierungsbezirk Cassel.

Im Regierungsbezirk Cassel wurden von Professor Dr. KAYSER die Aufnahmen in der Gegend von Marburg fortgeführt und insbesondere der auf die Blätter Wetter, Freisbach-Caldern und Marburg (G. A. 68; 3, 8, 9) fallende Wollenberg mit seiner Umgebung kartirt.

Von Professor Dr. BÜCKING wurden die im vorigen Jahre nicht revidirten Theile der bereits in den Jahren 1873 bis 1876 aufgenommenen Blätter Langenselbold, Bieber und Lohrhaupten (G. A. 68; 53, 54. 69; 49) behufs der Veröffentlichung einer Revision unterworfen. Demnächst wurde von demselben die für die früher begonnene Bearbeitung der geognostischen und bergbaulichen Verhältnisse von Bieber und die zugehörige Specialkarte erforderlichen Untersuchungen ausgeführt.

Professor Dr. OEBBEKE beendete die Aufnahme der Blätter Neukirchen und Niederaula (G. A. 69; 7, 8).

Ausser diesen Arbeiten für die Specialkarte wurden im Regierungsbezirk Cassel unter Leitung von Professor Dr. KAYSER durch Dr. LEPPLA und Dr. DENCKMANN die Untersuchungen für das im vorigen Jahre in Angriff genommene Blatt Waldeck-Cassel der geologischen Uebersichtskarte von Rheinland-Westphalen im Maassstabe 1 : 80000 weitergeführt und unter Hülfeleistung des Bezirksgeologen Dr. BEYSCHLAG, welcher die Umgegend von Cassel bearbeitete, zum Abschluss gebracht.

b) der Regierungsbezirk Wiesbaden. Im Regierungsbezirk Wiesbaden führte Professor Dr. KAYSER die Aufnahme der Gegend von Dillenburg fort und vollendete die östliche Hälfte des Blattes Dillenburg nebst Theilen des angrenzenden Blattes Tringenstein (G. A. 67; 18. 68; 13).

Professor Dr. HOLZAPFEL setzte die Aufnahme des Blattes St. Goarshausen (G. A. 67; 51) fort und brachte sie dem Abschluss nahe. Derselbe begann zugleich die Bearbeitung des Blattes Algenroth (G. A. 67; 52).

4. Die Rheinprovinz. In dem linksrheinischen Theile der Rheinprovinz wurde von dem Landesgeologen GREBE die Revision der früher auf der topographischen Unterlage älterer Messtischblätter bearbeiteten Aufnahmen zur Uebertragung auf die Grundlage neuer Messtischblätter der Landesaufnahme fortgesetzt. Sie betreffen die Blätter Mettendorf (G. A. 79; 2), Oberweiss, Bitburg, Landscheid, Wittlich, Bernkastel, Neumagen, Morbach und Hottenbach (G. A. 80; 1, 2, 3, 4, 5, 10, 11, 12). Die Revisionen dieses Gebietes wurden so weit abgeschlossen, dass die Veröffentlichung von 11 Blättern der Gegend von Trier hat in Angriff genommen werden können.

Ausserdem brachte Landesgeologe GREBE noch Revisionen in den an dieses Gebiet nördlich angrenzenden Blättern Hillburg, Hasborn und Alf (G. A. 66; 56, 58, 59), sowie in dem Nahegebiete und bei Saarbrücken zur Ausführung.

In der Provinz Schlesien vollendete Landesgeologe Dr. DATHE die Aufnahme des Blattes Rudolfswaldau (G. A. 76; 19). Derselbe führte die Aufnahme des Blattes Reichenbach (G. A. 76; 14) weiter und begann die Kartirung des Blattes Friedland (G. A. 75; 21), sowie die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der Eruptivgesteine und Tuffe in dem Blatte Waldenburg (G. A. 75; 18). 5. Die Provinz Schlesien.

Bergrath SCHÜTZE begann die Untersuchungen in den Blättern Kupferberg, Rohbank, Schmiedeberg und Tschöpsdorf (G. A. 75; 10, 11, 16, 19).

II. Die Aufnahmen im Flachlande

unter besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

In dem Vorpommern'schen Arbeitsgebiet führte Landesgeologe Professor Dr. BERENDT in der durch Revisionsarbeiten nicht beanspruchten Zeit unter Hülfeleistung des Culturtechnikers HÜBINGER und zeitweise auch des Kulturtechnikers WÖLFER die Kartirung des Blattes Gr. Christinenberg ganz und des Blattes Stettin zum grösseren Theile aus (G. A. 29; 33, 32). 6. Vorpommern.

Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE bewirkte mit Hülfe der Culturtechniker TOELLNER und GOSSNER die Aufnahme der Blätter Podejuch und Alt-Damm (G. A. 29; 38, 39).

Dr. LATTERMANN nahm die Kartirung des Blattes Colbitzow (G. A. 29; 37) in Angriff.

Dr. MÜLLER begann und beendete die Aufnahme des Blattes Kreckow (G. A. 29; 31).

Im Hinterpommern'schen Arbeitsgebiet brachte Bezirksgeologe Dr. KEILHACK unter Hülfeleistung der Culturtechniker POHLITZ, BALDUS und BURCK die Blätter Bublitz, Gramenz, 7. Hinterpommern.

Wurchow und Kasimirshof (G. A. 31; 2, 7, 8, 9) zum Abschluss und begann sodann die Aufnahme der Blätter Bärwalde, Persanzig und Neu-Stettin (G. A. 31; 13, 14, 15), von welchen die beiden letzteren gleichfalls fertig gestellt wurden.

8. Uckermark. Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete brachte Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE mit Beihülfe des Culturtechnikers TOELLNER die Aufnahme des Blattes Hindenburg (G. A. 28; 45) zum Abschluss.

Dr. SCHROEDER vollendete die Kartirung des Blattes Wallmow (G. A. 28; 41).

Dr. BEUSHAUSEN führte die Aufnahme des Blattes Gramzow zu Ende und begann diejenige des Blattes Peneun (G. A. 28; 47, 48).

Dr. LATTERMANN brachte das Blatt Ringenwalde (G. A. 28; 57) durch Aufnahme des östlichen Theiles desselben zum Abschluss.

9. Havelland. Im Havelländischen Arbeitsgebiete führte Dr. KEILHACK eine Schlussrevision des durch den Landesgeologen Dr. LAUFER aufgenommenen Blattes Lehnin (G. A. 44; 39) unter besonderer Berücksichtigung neuer wichtiger Aufschlüsse in den Thongruben bei Lehnin und Michelsdorf aus.

Dr. BEUSHAUSEN stellte durch Bereisung eines seiner nassen Lage wegen bisher nicht zugänglich gewesenen Theiles der Blätter Gross-Kreutz und Brandenburg (G. A. 44; 33, 32) während der trockensten Jahreszeit diese Blätter druckfertig.

10. Priegnitz. Im Arbeitsgebiet der Priegnitz brachte Professor Dr. GRUNER zunächst das Blatt Wilsnack (G. A. 43; 4) zum Abschluss und begann sodann die Aufnahme des Blattes Glöwen (G. A. 43; 5).

Dr. KLOCKMANN beendete die Aufnahme des Blattes Tramnitz (G. A. 44; 2).

11. Westpreussen. Im Westpreussischen Arbeitsgebiet führte Professor Dr. JENTZSCH die Bearbeitung des Blattes Riesenburg (G. A. 33; 18) zu Ende und ging sodann auf Blatt Gross-Rohdau über (G. A. 33; 12).

12. Ostpreussen. Im Ostpreussischen Arbeitsgebiet begann und vollendete Dr. KLEBS die Aufnahme des Blattes Gross-Schwansfeld und begann diejenige des Blattes Langheim (G. A. 18; 52, 53).

Dr. SCHRÖDER führte die Ueberarbeitung des Blattes Bischof-

stein (G. A. 18; 58) so weit, dass zur Fertigstellung nur noch eine Schlussrevision erforderlich bleibt.

Im Arbeitsgebiet der Insel Rügen führte Professor Dr. SCHOLZ Nachträge zu den Blättern Bergen, Lubkow, Vilmnitz, Middelhagen, Zickersches Höwt und Gross-Zicker (G. A. 11; 5, 6, 8, 9, 11, 12) aus und brachte dadurch diese Blätter mit Ausnahme von Bergen, zum Abschluss. 13. Rügen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation gelangt: Stand der Publikationen.

A. Karten.

1.	Lieferung XXXIII, enthaltend die Blätter Schillingen, Hermeskeil, Losheim, Wadern, Lebach . , ...	6 Blätter.
2.	Lieferung XXXVII, enthaltend die Blätter Altenbreitungen, Oberkatz, Wasungen, Helmershausen, Meiningen	5 »
3.	Lieferung XXXIX, enthaltend die Blätter Gotha, Neu-Dietendorf, Ohrdruf, Arnstadt	4 »
4.	Lieferung XL, enthaltend die Blätter Saalfeld, Probstzella, Ziegenrück, Liebengrün .	4 »
5.	Lieferung XLII, enthaltend die Blätter Tangermünde, Jerichow, Vieritz, Schernebeck, Weissewarthe, Genthin, Schlagenthin	7 »
	zusammen	26 Blätter.
	Es waren früher publicirt	206 »
	Mithin sind im Ganzen publicirt . . .	232 Blätter.

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1. In der lithographischen Ausführung sind noch beendet:

Lief. XLI, Westerwaldlieferung	8 Blätter.
Lief. XLIII, Gegend von Marienwerder	4 »
Lief. XLV, Gegend von Melsungen . .	6 »
zusammen	18 Blätter.

Die Veröffentlichung dieser Blätter wird binnen Kurzem erfolgen.

	Transport	18 Blätter.
2.	In der lithographischen Ausführung begriffen sind:	
	Lief. XLIV, Gegend von Ems	5 »
	Lief. XLVI, Gegend von Birkenfeld . .	6 »
	Lief. XLVII, Gegend von Heilsberg . .	4 »
	Lief. XLVIII, Gegend von Genthin . .	6 »
	Lief. XLIX, Gegend von Bieber . . .	4 »
	Lief. L, Gegend von Trier	6 »
	Lief. LI, Gegend von Gemünd	5 »
	Lief. LII, Gegend von Halle a/S. . . .	7 »
	Lief. LV, Gegend von Remda	6 »
	Lief. LVI, Gegend von Hildburghausen .	8 »
3.	In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publikation in Lieferungen abgeschlossen	122 »
4.	In der geologischen Bearbeitung begriffen .	115 »
	Summa	312 Blätter.
	Einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von	232 »
	sind demnach im Ganzen bisher zur Untersuchung gelangt	544 Blätter.

Ferner ist die 1. Harzlieferung, Gegend von Nordhausen, in 2. Auflage begriffen; eine geologische Uebersichtskarte und eine Höhenschichtenkarte vom Thüringer Wald im Maassstabe 1 : 100000 befinden sich in der Vorbereitung.

B. Abhandlungen und Jahrbuch.

1. Band VIII, Heft 4. Anthozoen des rheinischen Mittel-Devon von Dr. CLEMENS SCHLÜTER. Mit 16 lithographirten Tafeln.
2. Band IX, Heft 1. Die Echiniden des Nord- und Mitteldeutschen Oligocäns von Dr. THEODOR EBERT. Hierzu 1 Atlas mit 10 Tafeln und eine Texttafel.

3. Band IX, Heft 2. R. CASPARY: Einige fossile Hölzer Preussens. Nach dem handschriftlichen Nachlasse des Verfassers bearbeitet von R. FRIEBEL. Hierzu ein Atlas mit 15 Tafeln.

4. Band X, Heft 1. Das norddeutsche Unteroligocän und seine Mollusken-Fauna von Dr. A. VON KOENEN. Lief. I: Strombidae — Muricidae — Buccinidae nebst Vorwort und 23 Tafeln.

2. Jahrbuch der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt und Bergakademie für 1888. CXLI und 519 Seiten Text und 15 Tafeln.

Nach dem Berichte für das Jahr 1888 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 20628 Blätter. Debit der Publicationen.

Im Jahre 1889 wurden verkauft:

von	Lief.	I,	Gegend	von Nordhausen . .	48 Bl.
»	»	II,	»	» Jena	11 »
»	»	III,	»	» Bleicherode . .	13 »
»	»	IV,	»	» Erfurt	12 »
»	»	V,	»	» Zörbig	15 »
»	»	VI,	»	» Saarbrücken I. Theil . .	2 »
»	»	VII,	»	» II. » . .	2 »
»	»	VIII,	»	» Riechelsdorf .	21 »
»	»	IX,	»	des Kyffhäusers . .	55 »
»	»	X,	»	von Saarburg . . .	6 »
»	»	XI,	»	» Berlin Nordwesten	18 »
»	»	XII,	»	» Naumburg a. S. .	18 »
»	»	XIII,	»	» Gera	36 »
»	»	XIV,	»	» Berlin Nordwesten	20 »
»	»	XV,	»	» Wiesbaden . .	63 »
»	»	XVI,	»	» Mansfeld . . .	32 »
»	»	XVII,	»	» Triptis	14 »
»	»	XVIII,	»	» Eisleben . . .	23 »

409 Blätter.

Latus 21037 Blätter.

Transport 21 037 Blätter.

von Lief. XIX,	Gegend von	Querfurt . . .	29 Bl.	
» » XX,	» »	Berlin Süden .	65 »	
» » XXI,	» »	Frankfurt a. M. .	14 »	
» » XXII,	» »	Berlin Südwesten	55 »	
» » XXIII,	» »	Ermschwerd . .	27 »	
» » XXIV,	» »	Tennstedt . . .	3 »	
» » XXVI,	» »	Berlin Südosten .	70 »	
» » XXVII,	» »	Lauterberg a. Harz	32 »	
» » XXVIII,	» »	Rudolstadt . .	19 »	
» » XXIX,	» »	Berlin Nordosten	51 »	
» » XXX,	» »	Eisfeld in Thür.	36 »	
» » XXXI,	» »	Limburg . . .	71 »	
» » XXXII,	» »	Gardelegen . .	30 »	
» » XXXIV,	» »	Lindow . . .	6 »	
» » XXXV,	» »	Rathenow . . .	10 »	
» » XXXVI,	» »	Hersfeld . . .	27 »	
» » XXXVII,	» »	Meiningen . .	263 »	
» » XXXVIII,	» »	Stendal . . .	31 »	
» » XXXIX,	» »	Gotha	204 »	
» » XL,	» »	Saalfeld in Thür.	254 »	
» » XLII,	» »	Tangermünde .	231 »	
				1528 »

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 22 565 Blätter.

Von den sonstigen Publicationen sind verkauft worden:

Abhandlungen.

Band I, Heft 1.	(Eck, Rüdersdorf)	2 Exempl.
» » » 2.	(Schmidt, Keuper des östlichen Thüringens)	1 »
» » » 4.	(Meyn, Insel Sylt)	3 »
» II, » 3.	(Berendt, Umgegend von Berlin)	9 »
» » » 4.	(Kayser, Devon-Ablagerungen) .	1 »
» III, » 2.	(Laufer u. Wahnschaffe, Bodenuntersuchungen)	1 »

Band III,	Heft 3.	(MEYN, Schleswig-Holstein) . . .	9	Exempl.
» IV,	» 2.	(KOCH, Homalonotus-Arten) . . .	1	»
» V,	» 2.	(WEISS, Steinkohlen-Calamarien) .	4	»
» »	» 3.	(LAUFER, die Werder'schen Weinberge)	2	»
» »	» 4.	(LIEBE, Schichtenaufbau Ost-Thüringens)	1	»
» VI,	» 1.	(BEUSHAUSEN, Oberharzer Spiriferensandstein)	2	»
» »	» 3.	(NOETLING, Fauna des samländ. Tertiärs)	1	»
» VII,	» 2.	(BERENDT, Märkisch-Pommersches Tertiär)	1	»
» VII,	» 3.	(FELIX, WEISS, POTONIÉ, Carbonpflanzen)	3	»
» »	» 4.	(BRANCO, Lepidoten)	2	»
» VIII,	» 1.	(Geologische Karte von Berlin und Umgegend)	18	»
» »	» 2.	(DENCKMANN, Umgegend v. Dörnten)	2	»
» »	» 3.	(FRECH, Umgegend von Haiger) .	3	»
» »	» 4.	(SCHLÜTER, Anthozoen)	45	»
» IX,	» 1.	(EBERT, Echiniden)	45	»
» »	» 2.	(CASPARY, Fossile Hölzer) . . .	45	»
» X,	» 1.	(VON KOENEN, Unter-Oligocän) . .	31	»

Ferner:

Jahrbuch für 1884	2	Exempl.
» » 1887	3	»
» » 1888	30	»

WEISS, Flora der Steinkohlenformation	27	»
LOSSEN, Geognostische Uebersichtskarte des Harzes	18	»
» Höhenschichtenkarte des Harzes	4	»

2.

Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1890.

I. Der Harz und seine Umgebung.

Professor Dr. Lossen wird die Aufnahme des Blattes Harzburg (G. A. 56; 8) und die petrographisch-geologische Untersuchung des Brockengebietes fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. Koch wird zunächst die Untersuchung des Bruch- und Ackerberges und des südöstlich angrenzenden Gebietes und nach deren Abschliessung die Revision der Blätter Seesen, Osterode, Zellerfeld und Riefensbeck weiterführen (G. A. 55; 12, 18. 56; 7, 13).

Westlich des Harzes wird Professor Dr. Kloos die Aufnahme des Blattes Lamspringe und des nicht hercynischen Theiles des Blattes Hahausen in Angriff nehmen (G. A. 55; 5, 6).

Professor Dr. von Koenen wird die Untersuchung des Gebietes der Blätter Eimbeck, Gandersheim, Moringen, Westerhof und Nörten, sowie des westlichen Theils des Blattes Lindau (G. A. 55; 10, 11, 16, 17, 22, 23) fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. Ebert wird die Kartirung des Blattes Gelliehausen (G. A. 55; 35), welche fast vollendet ist, abschliessen

und diejenige des östlichen Theils des Blattes Lindau (G. A. 55; 23) in Angriff nehmen.

Zur Untersuchung des Zusammenhanges zwischen dem geologischen Bau des Harzes und den in demselben wahrgenommenen besonderen erdmagnetischen Erscheinungen wird Dr. Eschenhagen an einer Anzahl in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Professor Dr. Lossen auszuwählender Punkte Beobachtungen zur weiteren Erforschung jener Erscheinungen anstellen.

II. Thüringen.

Bergingenieur Frantzen wird die Arbeiten zur Revision des Blattes Creuzburg (G. A. 55; 60) und des nördlichen Theils des Blattes Eisenach (G. A. 69; 6) weiterführen.

Bezirksgeologe Dr. Beyschlag wird die im Vorjahre nicht zur Ausführung gelangte Schlussrevision des Blattes Eisenach in dessen mittlerem und südlichem Theile fertig zu stellen suchen.

Dr. Leppla wird, soweit ihm übertragene anderweitige Aufgaben ihm Zeit lassen werden, die älteren Aufnahmen der Blätter Langula, Langensalza und Henningsleben zu revidiren beginnen (G. A. 56; 49, 50, 56).

Im inneren Thüringer Walde werden Landesgeologe Dr. Loretz, Dr. Scheibe und Dr. Zimmermann an der Untersuchung des Blattes Ilmenau (G. A. 70; 22) weiterarbeiten. Zur Vergleichung der hier erlangten Ergebnisse mit den Verhältnissen insbesondere des Rothliegenden und seiner Eruptivgesteine und Tuffe in den benachbarten Blättern werden die Genannten in Gemeinschaft mit dem Bezirksgeologen Dr. Beyschlag Begehungen der Gegend von Tambach, Schwarza, Suhl und Schleusingen vornehmen (G. A. 70; 14, 20, 21, 27).

Dr. Zimmermann wird ausserdem noch in den Blättern Crawinkel und Plaue (G. A. 70; 15, 16) und Dr. Scheibe in dem nordöstlichen Theil des Blattes Tambach (G. A. 70; 14) eine genaue Revision ausführen.

Professor Dr. von Fritsch wird den von ihm bearbeiteten südöstlichen Theil des Blattes Tambach, sowie die Blätter Schwarza,

Suhl und Schleusingen unter Beihülfe des Bezirksgeologen Dr. BEYSCHLAG mit Rücksicht auf die Zusammenfassung mit den übrigen Blättern des Thüringer Waldes zu einer Uebersichtskarte im Maassstabe 1 : 100 000 einer Schlussredaction unterziehen.

Im östlichen Thüringen wird Hofrath Professor Dr. LIEBE die Aufnahme der Blätter Schleiz, Mielesdorf, Schönbach und Lobenstein weiterführen (G. A. 71; 27, 28, 29, 32). Ausserdem wird derselbe unter Hülfeleistung des Dr. ZIMMERMANN eine specielle Untersuchung des oberen Rothliegenden und des unteren Zechsteins, sowie gewisser cambrischer Schiefer innerhalb der Blätter Weida, Waltersdorf und Naitschau (G. A. 71; 17, 18, 23) vornehmen.

Dr. PROESCHOLDT wird die Untersuchung der Blätter Sondheim und Ostheim (G. A. 69; 35, 36) fortsetzen.

III. Provinz Hessen-Nassau.

a) Regierungsbezirk Cassel.

Im Regierungsbezirk Cassel wird Professor Dr. KAYSER die Aufnahmen in den Blättern der Umgebung von Marburg weiterführen.

Dr. DENCKMANN wird die Bearbeitung der Blätter Fritzlar, Frankenau, Kellerwald, Borken, Felsberg und Homberg (G. A. 54; 54, 58, 59, 60. 55; 49, 55) im Maassstabe 1 : 25 000, unter Zugrundelegung der für die Section Waldeck-Cassel bewirkten Aufnahme im Maassstabe 1 : 80 000, in Angriff nehmen.

Professor Dr. BÜCKING wird die Untersuchung des Gebietes der Blätter Neuswarts, Kleinsassen und Hilders fortsetzen (G. A. 69; 22, 28, 29).

b) Regierungsbezirk Wiesbaden.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden wird Professor Dr. KAYSER die Aufnahme der Blätter der Umgegend von Dillenburg und Herborn weiterführen.

Professor Dr. HOLZAPFEL wird die Aufnahme des Blattes St. Goarshausen (G. A. 67; 51) zum Abschluss bringen und diejenige des Blattes Algenroth fortsetzen (G. A. 67; 52).

IV. Rheinprovinz.

In der Rheinprovinz wird Landesgeologe GREBE die Arbeiten für die Uebertragung seiner Aufnahmen in der Gegend nordöstlich und östlich von Trier auf die von der Königlichen Landesaufnahme hergestellten neuen Messtischblätter zu beenden suchen.

In dem Nahegebiet wird Dr. LEPPLA die bisher vorliegenden Untersuchungen der Eruptivgesteine und Tuffbildungen des Rothliegenden einer vergleichenden Revision unter Zugrundelegung der bei der Landesanstalt neuerdings nach den Vorschlägen Prof. Dr. LOSSEN's eingeführten Classification unterziehen und dabei von dem Landesgeologen GREBE unterstützt werden.

Professor Dr. LOSSEN wird sich zeitweilig bei dieser Revision betheiligen.

V. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Dr. DATHE wird die Aufnahme der Blätter Freiburg, Waldenburg, Friedland und Reichenbach (G. A. 75; 12, 18, 21. 76; 14) weiterführen und insbesondere die Verhältnisse der Conglomeratporphyre auf den Blättern Waldenburg und Charlottenbrunn, sowie die specielle Gliederung des Culm zu Gegenständen seiner Untersuchungen machen.

Bezirksgeologe HALFAR wird die Aufnahmen des Blattes Ruhbank (G. A. 75; 11) beginnen.

VI. Das Aufnahmegebiet des Flachlandes.

a) Uckermärkisch-Vorpommersches Arbeitsgebiet.

Landesgeologe Professor Dr. BERENDT wird in der durch Revisionen nicht in Anspruch genommenen Zeit unter zeitweiser Zuziehung des Culturtechnikers WÖLFER das Blatt Stettin (G. A. 29; 32) zum Abschluss bringen und demnächst das Blatt Schwedt (G. A. 28; 60) in Angriff nehmen, bei dessen Bearbeitung Culturtechniker BALDUS Hülfe leisten wird.

Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE wird mit Hülfe des Culturtechnikers GOSSNER und in der ersten Hälfte des Sommers auch des Culturtechnikers BALDUS die Blätter Podejuch und Alt-Damm (G. A. 29; 38, 39) abschliessen. Daneben wird derselbe die Ausbildung des neu eingetretenen Culturtechnikers REIMANN übernehmen.

Dr. MÜLLER wird nach einer Schlussbegehung des Blattes Kreckow (G. A. 29; 31) die Aufnahme des Blattes Löcknitz (G. A. 28; 36) bewirken und demnächst eventuell auf Blatt Polssen (G. A. 28; 52) übergehen.

Dr. LATTERMANN wird die Aufnahme des Blattes Colbitzow (G. A. 29; 37) zu Ende führen und demnächst Blatt Hohenholz (G. A. 28; 42) bearbeiten.

Dr. BEUSHAUSEN wird Blatt Greifenhagen (G. A. 29; 43) aufnehmen und nach Beendigung dieses und des Blattes Penckun (G. A. 28; 48) die Bearbeitung der Blätter Passow und Cunow beginnen (G. A. 28; 53, 54).

Dr. SCHRÖDER wird nach Fertigstellung der von ihm bearbeiteten ostpreussischen Blätter (s. unten) die Aufnahme der Blätter Greiffenberg i. Uck., Angermünde (G. A. 28; 58, 59), Gross-Ziethen und Stolpe (G. A. 45; 4, 5) in Angriff nehmen.

b) Arbeitsgebiet der Insel Rügen.

Professor Dr. SCHOLZ wird zunächst das Blatt Bergen (G. A. 11; 5) vollenden und alsdann durch Bearbeitung der Blätter Altenkirchen, Rappin und Zudar (G. A. 11; 1, 2, 10) die Aufnahme der östlichen Hälfte der Insel zum Abschluss zu bringen suchen.

c) Hinterpommersches Arbeitsgebiet.

Bezirksgeologe Dr. KEILHACK wird mit Hülfe der Culturtechniker POHLITZ und BURCK die Blätter Gr.-Voldekow und Bärwalde (G. A. 31; 1, 13) fertig stellen und demnächst auf die nördlich an die bisher dort bearbeiteten Blätter angrenzenden Blätter Kösternitz, Alt-Zowen, Pollnow, Klanin, Kurow, Sydow (G. A. 14; 28, 29, 30, 34, 35, 36) übergehen.

d) Westpreussisches Arbeitsgebiet.

Professor Dr. JENTZSCH wird zunächst das Blatt Gr.-Rhodau (G. A. 33; 12) zum Abschluss bringen und sodann die Aufnahme der Blätter Niederzehren und Freistadt beginnen (G. A. 33; 23, 24).

e) Ostpreussisches Arbeitsgebiet.

Dr. KLEBS wird die Aufnahme des Blattes Langheim (G. A. 18; 53) vollenden und alsdann die Blätter Dönhofstädt und Lamgarben bearbeiten (G. A. 18; 48, 54).

Dr. SCHRÖDER wird das Blatt Bischofstein fertigstellen und demnächst die Blätter Rössel und Heiligelinde durch Begehung auf Grund der neuen topographischen Grundlage zum Abschluss bringen (G. A. 18; 58, 59, 60).

f) Arbeitsgebiet der Priegnitz.

Professor Dr. GRUNER wird nach Fertigstellung des Blattes Glöwen (G. A. 43; 5) die Bearbeitung des Blattes Demertin (G. A. 43; 6) ausführen.

Dr. KLOCKMANN wird das von dem Landesgeologen a. D. Dr. LAUFER seiner Zeit zu einem Theile aufgenommene Blatt Kyritz (G. A. 44; 1) fertig stellen und sodann auf Blatt Lohm (G. A. 43; 12) übergehen.

g) Mittelmärkisches Arbeitsgebiet.

Landesgeologe Dr. WAHNSCHAFFE wird nach Abschluss der Arbeiten in den Blättern Podejuch und Alt-Damm die Aufnahme der Blätter Prötzel, Möglin, Trebbin, Straussberg, Müncheberg und Trebnitz beginnen (G. A. 45; 22, 23, 24, 28, 29, 30).

3.

Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1889.

Mittheilung des Herrn K. A. LOSSEN über geologische Aufnahmen auf dem Blatte Harzburg.

Der vorjährige Bericht hat eingehendere Bemerkungen über die Gliederungsfähigkeit des Eckergneisses nach petrographischen und geologischen Gesichtspunkten gebracht. Es wurde diese Gneiss-Formation als eine besonders deutlich krystallinische Umwandlungspotenz der Oberharzer Culm-Schichten innerhalb der Contactzone um Granitit und Gabbro erkannt. Als ein zumal beweiskräftiger Umstand für diese Deutung wurde unter Anderem hervorgehoben, dass mitten zwischen den Gneiss-Gesteinen echte Schiefer- und Grauwackenhornfelse als Glieder ein und derselben geschichteten Formation im allerengsten Verband vorkommen. Nach den fortgesetzten Untersuchungen kann hinzugefügt werden, dass in dem Forstfahrwege, der sich in halber Höhe des westlichen Ecker-Ufers durch den Diebesstieg zieht, zwischen den schieferigen Eckergneissen (Thon- und Grauwackenschiefer-Aequivalenten) auch Fleck- oder Knotenschiefer beobachtet wurden, welche morphologisch durch den Gegensatz zwischen den Knoten und der lichter gefärbten Schiefermasse an die erste Um-

wandlungspotenz der Thonschiefer in den Contactzonen der Eugranite erinnern und auch mineralisch durch das Vorwalten von lichtem Glimmer vor Biotit neben Chlorit sich dieser Potenz annähern, während ihre krystallinische Ausbildung doch die des gewöhnlichen Knotenschiefers übertrifft.

Die körnigen Eckergneisse (Grauwacken-Aequivalente) längs desselben Forstweges lassen örtlich deutlich erkennen, dass echter Granit, der zum Theil Turmalin führt, in ganz schmalen Trümchen oder Aederchen innig mit ihrer Gesteinsmasse, scheinbar zu einer einheitlichen Bildung, verwachsen ist.

Neu nachgewiesen wurden sehr stark veränderte und daher bisher übersehene Grauwacken mitten im Gabbro, die oberhalb der Sennhütte am Mittelberg über dem Touristenweg nach dem Molkenhaus anstehen und als Fortsetzung der Culmgrauwacken des Sachsenberges anzusehen sind. Weiter gegen SW. mögen demselben Grauwacken-Zuge die gneissähnlichen Gesteine angehören, welche zwischen der Ettersklippe und dem Winterberg, in SO. von der genannten Klippe, ebenfalls mitten im Gabbro schollenförmig [1]) vorkommen.

Ueberhaupt mehren sich mit der fortschreitenden Detailkartirung die Schollen metamorphosirter Sedimente, welche sozusagen im Gabbro oder in dem Theile des Brockengranits, der von Jasche bereits als zum Gabbro gehörig betrachtet wurde, schwimmen. Unter diesen hat ein besonderes Interesse diejenige, welche am weitesten vorgeschoben gegen den Brocken-Gipfel unterhalb des Schneeloches am Kellbecke und dem von der Buchhorst-Klippe demselben zurinnenden Wässerchen angetroffen wurde. Bereits früher hatte ich, wie im vorigjährigen Berichte erwähnt ist, im Gerinne des Kellbeck's Cordierit, Granat und Spinell führende gneissige Hornfelse lose gefunden bei gelegentlichem Vorübergehen. Eine erneute Begehung dieser Gegend ergab, dass bei der Brücke, mit der die

---

[1]) Zahlreiche kleinere Fragmente, ähnlich dem Vorkommen im Gabbrobruche im Riefenbachthale oder in dem Bruche oberhalb des Bärensteins im Radauthale.

zur Buchhorstklippe ansteigende Forststrasse den Kellbeek überschreitet, eine solche Menge von Hornfels-Geröllen im Bachbette liegt, dass das Anstehende der veränderten Sedimente in unmittelbarer Nähe zu erwarten ist. Die Region des Kellbeek's unterhalb des Schneeloches blieb zunächst ununtersucht. Dagegen gelang es an der zur genannten Klippe aufsteigenden Fahrstrasse im Seitengerinne des Hauptwassers dieses Anstehende ganz deutlich zwischen Granitit zu beobachten:

Hat man beim Aufstieg die Stelle passirt, wo der Ilsenburger Brockenpfad abzweigt, so folgen nach 48 Schritt Granitit 23 Hornfels, dann nach einer Unterbrechung von 17 Schritt Granitit 4 Hornfels, alsdann stets Granitit. Der Gesteinsart nach treten nicht nur jene dem Kinzigit verwandten gneissigen Hornfelse auf, sondern auch solche Hornfelse, welche keinen Granat erkennen lassen und nicht so deutlich krystallinisch sind, sowie ein Hornblende-Gestein, dessen verhältnissmässig grobstrahliger Strahlsteinfilz ausser der grünlichgelb oder bräunlichgelb pleochroitischen Hornblende und einem dem Diabas-Chlorit gleichenden chloritischen Mineral sehr wohlerhaltene Reste von primär ausgeschiedenem Augit, mit Kaliglimmer erfüllte Pseudomorphosen, titanhaltiges Eisenerz und Titanit u. s. w. enthält.

Betrachtet man, gestützt auf die seither aus den Contacthöfen um die Harz-Granite gesammelten Erfahrungen, diesen Amphibolit, dessen Strahlstein zum Theil noch deutlich als Uralit nach Augit auftritt, als einen metamorphosirten Diabas-Lagergang, so bietet nach dieser Hinsicht die Hornfels-Scholle am Nordostabhang der Wolfsklippen südlich von der Plessenburg (Bl. Wernigerode) und diejenige an der Bauerngleie (ebendaselbst), welche beide Hornblende-Gesteine als Einlagerungen zeigen (die erstere zugleich biotitreiche Plagioklasporphyre des Diabas) die meisten Vergleichspunkte; denn auch cordieritreiche Gneiss-Hornfelse kommen in nächster Umgebung der Bauerngleie auf der südlichen Fortsetzung des Hippeln-Kammes, wie auch weiter unten neben dem Amphibolit vor.

Eine gründliche Untersuchung des Kellbeek's und seiner Umgebung lässt weitere Aufschlüsse erhoffen. Vorläufig sei noch

bemerkt, dass unter den Hornfels-Geschieben des Kellbeek's auch solche nicht fehlen, die lagenweise reich an Malakolith sind und überdies Körner eines lebhaft roth und gelb pleochroitischen, stark lichtbrechenden Minerals zeigen, die nach der hier und da deutlicheren Krystallform auf Titanit hinweisen, wie er auch in Kalksilicathornfelsen am Bocksberg bei Friedrichsbrunn im Contacthof um den Rammberg-Granit beobachtet worden ist.

Die Gesammtheit der in der Gegend unter dem Schneeloche bisher beobachteten Hornfelse erinnert demnach auch recht sehr an die im vorjährigen Berichte eingehender geschilderten schieferigen Eckergneisse und Cordierit-Hornfelse des Culm-Schiefer-Horizonts und der darin vorkommenden Einlagerungen zwischen Ecker und Ocker. Es ist aber nicht gestattet, aus dieser petrographischen Aehnlichkeit den Beweis der Gleichalterigkeit abzuleiten. Vielmehr ist aus der grossen Uebereinstimmung der verschiedenalterigen Schiefersysteme des Harzes mit kalkigen oder kiesel- bis wetzschiefer- oder adinolartigen Einlagerungen und mit Einschaltungen eruptiver Diabas-Massen zunächst zu schliessen und auch thatsächlich zu erkennen, dass dieselben trotz ihrer verschiedenzeitlichen ursprünglichen Bildung unter nachher gleichartig darauf einwirkenden metamorphosirenden Bedingungen zu wesentlich gleich oder ähnlich ausgeprägten Umwandlungsproducten auskrystallisirt oder umkrystallisirt sind. Gerade unter diesem Gesichtspunkte ist vorher auf die Umgebung der Bauerngleie im Westufer des Dumkuhlenthales auf Blatt Wernigerode hingewiesen worden, weil die Zugehörigkeit der metamorphosirten Diabase und der zu Cordieritgneiss umgewandelten Schiefer der dort anstehenden, ringsum von den Eugraniten der Granit-Gabbro-Zone umgebenen Schollen zum Unteren Wieder Schiefer in Anbetracht der in nächster Nähe am Dumkuhlenkopf geschlossen auftretenden veränderten und unveränderten Formationsglieder dieser Stufe eine augenscheinliche ist.

Der Cordierit-Gehalt der im Contact mit den Eugraniten des Harzes metamorphosirten Massen ist nach unserer heutigen Erfahrung wesentlich beschränkt auf die von Ocker her über das Radau-, Ecker-, Ilse-, Holtemme-Thal bis zum Dumkuhlen-

kopf oberhalb Hasserode auf Blatt Wernigerode streichende Zone, d. h. auf die Contactmetamorphosen an den Eugraniten der Gabbro-Granit-Zone, und tritt besonders in den Schollen in diesen Eugraniten oder in den von zahlreichen Einzelvorkommen dieser letzteren gangförmig oder gangstockförmig durchbrochenen Hornfelsgebieten auf.

Der Eckergneiss ist sichtlich die grösste und am intensivsten umgewandelte Scholle, die zwischen Granit und Gabbro eingesunken und davon durchbrochen ist. Der Cordierit-Gehalt erscheint demnach nicht so sehr als eine Folge der ursprünglich abweichenden chemischen Durchschnitts-zusammensetzung der Culm-Schiefer, als vielmehr als eine Folge einer besonders intensiven Metamorphose in den Umwandlungsproducten der verschiedenalterigen Schiefer, die von den Eruptivgesteinen der Gabbro-Granit-Zone durchbrochen worden oder eingehüllt worden sind.

Fasst man die räumliche Vertheilung der verschiedenen Schollen in's Auge, so findet man zwischen den culmischen Eckergneissen und den durch Amphibolit- (bezw. Diabas)-Einlagerungen ausgezeichneten, hochkrystallinischen, Cordierit, Granat und Kalksilicate haltigen Hornfels-Schollen des Kellbeek-Wassergebietes und der nordöstlichen Wolfsklippen-Abdachung die Quarzit-Massen des Pesekenhäu's am Wege vom Scharfensteiner Viehhofe zur Ecker, sowie diejenigen des Ferdinandgartens und des Unteren Meineckenberges in Berührung mit dem Granitit oder den basischeren Eugraniten jener Zone. Diese Anordnung: im NW. Culm, im SO. Unterer Wieder Schiefer, dazwischen Bruchberg-Quarzit, entspricht dem Querprofil über den Bruchberg zwischen Altenau und Schluft bei St. Andreasberg in so befriedigender Weise, dass die Zurechnung der Kellbeek-Scholle zu den Hornfelsen der Unteren Wieder Schiefer auf Blatt Wernigerode darnach gerechtfertigt erscheint. Die Schollen der Wolfsklippen und der Bauerngleie deuten nach dieser östlichen Richtung hin sichtlich den einstigen Zusammenhang an, während nach dem Bruchberg-Profil im W. hin der Mangel an Schollen im Hochgipfel-

Granitit des engeren Brocken-Gebietes einen Nachweis dieses Zusammenhanges nicht gestattet.

Das neu entdeckte Vorkommen von Granat-Krystallen bei Harzburg, über welches schon kurz in der Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. (Bd. XLI, S. 380) berichtet wurde: Wohlausgebildete honigbraune Dodecaëder, zuweilen mit abgestumpften Kanten, aufgewachsen auf Prehnit über Amethyst oder Quarz, oder auch den Quarzvarietäten direct aufgewachsen, entstammt dem fiscalischen Gabbro-Steinbruche oberhalb des Bärensteins im Radauthale und zwar einem hoch oben im Bruche, nur wenige Meter unter dessen Oberkante, abgebauten, relativ umfangreichen Einschlusse (Fragmente umgewandelten Kalksteins?). Blaulichweisser Kalkspath, der an das Vorkommen von Cziklova im Banat erinnert, Wollastonit, derber rother Granat, Epidot u. a. setzen einen Theil der Scholle zusammen und kommen mit den vorher genannten Krystallen und Mineralien an ein und demselben Blocke vor.

Marmorartige Kalksteine in geringer Ausdehnung sind unter den Contactproducten der Harzburger Gegend überhaupt nicht selten: Sie kommen z. B. vor auf dem Schmalenberg in der Nachbarschaft des Wilhelmsblick's, weisslich, grobspäthig, ohne auffällige Silicatbeimengung; am Promenadenweg in der halben Höhe des Winterbergs zwischen Hessenthal und Kunstmannsthal, feinkörnig mit rothem Granat; ähnlich auf dem Gläsekenberge und im Gläsekenthale südwestlich von Bündheim, zuerst durch E. Kayser entdeckt und auch von M. Koch in seinem vorjährigen Berichte erwähnt.

Derben Granat führt ferner ein Kalksilicatgestein, welches am Fusse des Harzburger Burgberges hinter der Restauration unter den Eichen ansteht. Ihn führen auch in ausgezeichneter Weise, wie E. Kayser meines Wissens ebenfalls zuerst beobachtet hat, die metamorphosirten Eruptivgesteinsmassen aus der Umgebung des Wilhelmsblick's und im Riefenbachthale; daselbst ist er tief braunroth von Farbe. Kleine zierliche gelbgrüne bis -graue Dodecaëderchen kommen

dagegen auf dem Papenberge in einem relativ wenig metamorphosirten Diabas vor, der am Fuss desselben Berges auch grossblätterigen Kalkspath mit zeisiggrünem Epidot führt.

Durch die Contactmetamorphose, welche diese antegranitischen Eruptivgesteine (Diabas, Orthophyr, Keratophyr?) zwischen Ocker und Radau erfahren haben, erscheinen dieselben äusserlich bald als massige, dichte, schwere Diabashornfelse, bald als Amphibolite, bald als glimmerreiche Gesteine, die im Extrem scheinbar quarzlosen Biotit-Glimmerschiefer mit Granat-Gehalt darstellen. Die Sonderung in die ursprünglich nach Structur und Substanz verschiedenen Typen ist sehr erschwert. Geht man dabei indessen von solchen Vorkommen aus, bei welchen die primäre Structur zum wenigsten, oft aber auch noch ein Theil der primären Substanz erhalten geblieben ist, so wird man gleichwohl hoffen dürfen, annähernd die Aufgabe zu lösen. So z. B. lässt der Diabas-Hornfels von dem trigonometrischen Punkte auf der Stiefmutter im Ockergranit die Umbildung des Diabas-Augits in braune Hornblende unter Erhaltung der divergentstrahlig-körnigen Diabasstructur und die Neubildung eines lichtgelblichen mikrolithischen Augits innerhalb der in die Hornblende eingezapften Plagioklas-Leisten auf das Klarste erkennen. Ebenso wohl erhalten ist, besonders auf dem Breitenberg, jene Variolitstructur der Oberharzer Diabase, die für den Hangenden Theil des Osteroder Diabaszuges und überhaupt für die Diabase vom Goslarer Schiefer bis an die Basis des Culms als charakteristisch seiner Zeit von mir bezeichnet und dementsprechend auch in der Gegend von Wildungen wieder aufgefunden worden ist. Endlich geben porphyrisch ausgeschiedene primäre Orthoklase und deren Pseudomorphosen aus neugebildetem Orthoklas mit Augit, Biotit und Turmalin in biotit- und augitreichen durchaus umkrystallisirten Grundmassen erwünschten Anhalt zur Wiedererkennung der Augit-Orthophyre, so besonders auf dem Schmalenberge (SO.-Seite und nahe beim Wilhelmsblick).

Mittheilung des Herrn M. KOCH über Aufnahmen im Oberharz, am Osteröder-Polsterberger Grünsteinzug und am Bruch- und Ackerberg.

Die Revision der Aufnahmen Herrn v. GRODDECK's in dem erstgenannten Gebiet hat zu Ergebnissen geführt, welche die bisherigen Beobachtungen und Auffassungen sowohl hinsichtlich der Zusammensetzung wie der Lagerungsverhältnisse der am Grünsteinzug auftretenden Schichten nicht unwesentlich ergänzen. Da eine ausführlichere Darstellung der letztjährigen Beobachtungen in einer besonderen Mittheilung beabsichtigt wird, sollen an dieser Stelle nur einige der wichtigeren Ergebnisse kurz Erwähnung finden. Zu diesen gehört vor Allem der Nachweis von sedimentärem Oberdevon in der hangenden Zone der körnigen Diabase v. GRODDECK's[1]) und zwar von Cypridinenschiefern im Liegenden der Diabase, ferner von veränderten adinolartigen Gesteinen, in denen sich neben spärlichen Brachiopoden und Trilobiten als bezeichnendster Rest *Posidonomya venusta* gefunden hat, im Hangenden derselben. Die ersteren treten sowohl im Hauptdiabaszug wie in dem kleineren Nebenzuge auf, in dessen Endigung am Schönenberg sie besonders günstig aufgeschlossen sind, die letzteren bilden dagegen ein nur schmales aber weithin fortsetzendes Schichtenband zwischen Bärenbrucher Teich und Polsterberg im Hauptzug. Die durch v. GRODDECK gegebene und auch nach der Auffindung der Homalonoten[2]) in den Wissenbacher Schiefern A. RÖMER's noch aufrecht erhaltene Deutung des Grünsteinzugs als eines aus Culmschichten hervortretenden Sattels devonischer Schichten mit parallel einfallenden Flügeln, wobei der hangenden Zone der körnigen Diabase die Rolle des Gegenflügels zu der liegenden Zone mit den Wissenbacher Schiefern A. RÖMER's zufiel, muss nunmehr nach Auffindung von Oberdevon in der ersteren fallen gelassen werden. Es liegt nicht ein vollständiger Sattel mit Flügel und Gegenflügel sondern nur ein halber Sattel

[1]) Abriss d. Geognosie des Harzes 1883, S. 104.

[2]) A. HALFAR u. E. BEYRICH, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIII, 1881, p. 502 u. 518.

vor, entsprechend einem einseitigen Profil vom Oberdevon bis zum Unterdevon. Die Verschiedenheit der liegenden und hangenden Zone spricht sich auch abgesehen von den Sedimenten in der sehr von einander abweichenden Beschaffenheit ihrer Diabaseinschaltungen aus; während die Gesteine der ersteren nämlich mittel- bis grobkörnig divergentstrahlig oder als Labradorporphyre entwickelt sind und demnach den unterdevonischen Diabasen des Ostharzes nahe stehen, zeigen diejenigen der hangenden Zone ganz vorherrschend variolitische Structur, eine Ausbildungsform, die man im Harz nach den bisherigen Beobachtungen nur an Diabasen jüngerer Ablagerungen, vom oberen Mitteldevon an aufwärts, kennt.

In den vollständigsten Profilen grenzen die Schichten der hangenden Zone folgerecht an Culmkieselschiefer, während die Glieder der liegenden Zone, körnige Diabase und Wissenbacher Schiefer A. Römer's, welche nach Auffindung der Homalonoten in der Hulthaler Widerwage allein mit den gleichen Schichten Nassaus in Parallele zu stellen sind, überall anormal auf Culmgrauwacken auflagern. Es kann dies, wie schon v. Groddeck als wahrscheinlich hinstellt, nur als eine Folge von am Liegenden des Zuges auftretenden Faltenverwerfungen gedeutet werden. Ausser diesen für die Auffassung der Lagerungsverhältnisse am Grünsteinzuge wichtigsten Störungen und vereinzelt auch vorhandenen streichenden Spaltenverwerfungen, welche ein Absinken der Schichten am Hangenden bewirkten, werden Haupt- wie Nebenzug noch durch eine Reihe von Querverwerfungen gestört und in einzelne oft sehr erheblich gegen einander verschobene Abschnitte zerlegt. Ein Theil dieser in Bezug auf Fallen und Streichen sich den Oberharzer Gängen anschliessenden Querspalten fällt mit Störungslinien zusammen, die sich in der von Herrn Baurath Dr. Langsdorff veröffentlichten geologischen Karte jenes Gebietes eingetragen finden, wenn auch im Einzelnen sehr vielfach Abweichungen von dem dort angegebenen gradlinigen Verlauf der Spalten zu verzeichnen waren.

Die Revisionen am Bruch- und Ackerberg konnten in diesem Jahre noch nicht zum Abschluss gebracht werden. Obgleich

bisher eine vollständig befriedigende Lösung der Fragen, welche in diesem schwierigen Gebiete eine Rolle spielen, noch nicht erzielt wurde, haben sich doch einige nicht unwichtige Beobachtungen ergeben, von denen hier nur die Auffindung von Schichten mit typischer Hauptquarzitfauna an der Südostseite der Quarzitmassen des Ackerbergs, am Lonauer Jagdhaus unweit der Ackerchaussee, Erwähnung finden möge.

Mittheilung des Herrn W. DAMES über die Aufnahme des Blattes Wegeleben.

Die nahezu abgeschlossene Begehung und geologische Kartirung des Blattes Wegeleben hat zwei neue Ergebnisse gehabt. Einmal wurde südlich von Gatersleben, auf der Spitze eines Hügels anstehend, Arieten-Lias, der kuppenförmig aus dem umgebenden Diluviallehm hervorragt, aufgefunden, in Gestalt eines gelben oder bräunlichen, etwas oolithischen Kalkes mit kleinen Belemniten, genau so entwickelt, wie östlich von Quedlinburg. Der Punkt liegt genau in der Streichlinie des auf der EWALD'schen Karte südlich von Halberstadt angegebenen Vorkommens von Arieten-Lias. — Ferner wurde als Liegendes des Diluvialschotters westlich und nordwestlich von Friedrichsaue (am Ostrand des Blattes gelegen) glaukonitischer Sand mit grösseren weissen Quarzgeröllen beobachtet, der unbedenklich der Tertiärformation zuzurechnen ist. Hiernach dehnt sich dieselbe weiter nördlich aus, als bisher bekannt war.

Mittheilung des Herrn A. VON KOENEN über die Aufnahmen westlich und südwestlich vom Harz.

Die Aufnahmen der Blätter Reinhausen, Göttingen, Nörten etc. ergaben eine Reihe neuer Lias-Vorkommen, wenn auch meist nur in kleinen Schollen, aber zugleich von Stufen des Lias, die zum Theil nicht so weit südlich bei uns bekannt waren.

Auf Blatt Reinhausen wurden die Schichten mit *Ammonites angulatus* nördlich von Sieboldshausen und zwischen Mariengarten und Elkershausen gefunden, ausserdem Tertiärgebirge westsüdwestlich von Mollenfelde, am Rande des Blattes.

Auf Blatt Göttingen sind jetzt nachgewiesen:

die Schichten mit *Ammonites Johnstoni?* als dunkle, braun verwitternde Kalke mit *Ostrea*, ca. 400 Meter nördlich von der Irrenanstalt und an der Strasse von Göttingen nach Holtensen, etwa 1000 Meter von diesem Ort;

die Schichten mit *Amm. angulatus* treten in grösserer Ausdehnung zu Tage rings um die Irrenanstalt, südöstlich vom Centralkirchhof von Göttingen und unter den Häusern der »Herzberger Chaussee«, vor dem Albanithore von Göttingen;

die Schichten mit *Amm. Bucklandi* sind anscheinend südlich von der Irrenanstalt vorhanden, sowie nordöstlich vom Lohberg bei Bovenden;

die Schichten mit *Amm. geometricus* waren zeitweise in einer Thongrube, ca. 300 Meter südlich von den Gebäuden der Irrenanstalt, aufgeschlossen.

Amm. planicosta findet sich zwischen Lenglern und Emmenhausen, am Nordwest-Fusse des Holtenser Berges und, nebst *Amm. ziphus*, in kleinen Eisensteinnieren auf den Feldern nordöstlich vom Lohberg, bei Bovenden.

Die Schichten des *Amm. Jamesoni* sind vertreten durch über 3,5 Meter mächtige grüne, braun verwitternde, oolithische Eisensteine, welche nordwestlich von Holtensen und bei Elliehausen zu Tage treten; ähnliche Gesteine finden sich auch südöstlich von Göttingen.

Die Schichten des *Amm. ibex* (u. A. *centaurus*) und des *A. Davoei* (*A. capricornus*) sind auch jetzt nur östlich und südöstlich von Göttingen bekannt, ebenso die Schichten des *A. spinatus* und des *A. margaritatus*.

Auf Blatt Nörten ist der untere und mittlere Lias vermuthlich in allen Zonen zwischen Mariaspring und dem Maiberge bei Angerstein vorhanden.

Gefunden habe ich dort bis jetzt *Amm. angulatus*, *Gryphaea arcuata*, *Amm. planicosta*, *Amm. centaurus*, *A. spinatus* u. a. m. *Amm. angulatus* findet sich aber auch westlich von Parensen und südöstlich von Schnedinghausen, an ersterem Orte auch *Amm. geometricus* etc.

Bei Northeim findet sich da, wo auf älteren Karten Lias angegeben ist, grösstentheils Thon und Sand resp. Sandstein von jung-tertiärem Alter mit Braunkohle-Resten etc. Zum Theil ist aber auch Lias vorhanden zunächst dem »Wieter«, und dieser Lias erstreckt sich über 4 Kilometer weit nach Süden. Darin finden sich namentlich auch die Eisensteine der *Amm. Jamesoni*-Schichten und andere Zonen des mittleren Lias, ferner Posidonien-Schiefer mit *Amm. borealis*, *Belopeltis ampullaris* etc. und die Schichten des *Amm. jurensis* mit *A. jurensis*, *A. Germaini*, *A. dispansus* etc.

Mittheilung des Herrn LORETZ über Aufnahmen auf den Blättern Schwarzburg, Königsee und Ilmenau.

Von den Blättern Schwarzburg und Königsee wurden die nördlichen, vor dem cambrischen Schiefergebirge gelegenen Theile, welche vorzugsweise von Zechstein und Buntsandstein eingenommen werden, revidirt, und ihre Aufnahme zum Abschluss gebracht. Was die diesbezüglichen Ergebnisse betrifft, so kann hier auf das im vorigen Bande p. LXXIII ff. Gesagte und auf die Beschreibung des Zechsteins in vorliegendem Bande S. 221 ff. verwiesen werden.

Auf Blatt Ilmenau wurden die Aufnahmearbeiten im östlichen Theile des Blattes weitergeführt und die Verbindung mit den von den Herren SCHEIBE und ZIMMERMANN im westlichen Theile bewirkten Aufnahmen zunächst südlich von der Stadt Ilmenau, im Gabelbachthal u. s. w. hergestellt. Es hat sich hierbei gezeigt, dass das vorwiegend aus porphyrischem, nur untergeordnet auch aus Schiefergebirgs-Material gebildete Trümmergestein (Trümmertuff, Breccie), welches im östlichen Theile des Blattes eine so beträchtliche Ausdehnung erlangt, am Lindenberg bei Ilmenau von einem dünner geschichteten Complex von deutlich sedimentärer Natur überlagert wird; derselbe besteht aus vorherrschenden gröberen und feineren Tuffen, mit untergeordneten Schieferthonen (mit Pflanzenspuren) und auch sandigen und kalkigsandigen Schichten. Besonders charakteristisch für diese Schichtengruppe sind dichte, plattige Lagen von streifigem oder gebändertem Aus-

sehen des Querbruchs, indem die hellfarbige Hauptmasse mit äusserst dünnen, dunklen Zwischenlagen wechselt. Diese Schichtenfolge mag vorläufig als »Tuffe von Kefersteinsruhe« bezeichnet werden. Dieselben werden nun ihrerseits am Lindenberg von Glimmerporphyrit überlagert, der dort das hangendste Lager bildet. Die drei genannten Glieder, nämlich Trümmertuff oder Breccie, Tuffe von Kefersteinsruhe und Glimmerporphyrit setzen sich auch westlich über das Gabelbachthal fort und lassen sich in die für die dortige Gegend von den genannten Geologen aufgestellte Lagerfolge einordnen.

Gehen wir nun aus jenem Trümmertuff in der Lagerfolge abwärts, so treffen wir bereits an der östlichen Seite des Lindenbergs unter demselben an verschiedenen Stellen wieder Glimmerporphyrit, der mithin ein älteres Lager darstellt als der oben angeführte. Mit diesem älteren Glimmerporphyritlager dürfte wenigstens ein Theil der Glimmerporphyritmassen gleichstehen, welche zunächst östlich vom Lindenberg und Schortethal, dann aber auch weiterhin über den östlichen Theil des Blattes zerstreut auftreten. Die Aufnahmearbeiten müssen indess dort noch weiter fortgesetzt werden, um in dieser Beziehung mehr Klarheit zu schaffen, wie auch darüber, in welchem Lagerungsverbande der dort in erheblicher Verbreitung vorkommende Felsitporphyr zu den genannten beiden Gliedern steht; vorläufig muss es dahingestellt bleiben, ob sich jedes einzelne Vorkommen dieser drei Gesteine mit Sicherheit auf ein bestimmtes Glied einer gewissen Lagerfolge wird beziehen lassen, und ob diese letztere sich mit der jenseits des Gabelbachs bis jetzt angenommenen Folge decken wird. So viel haben die bisherigen Begehungen gezeigt, dass das porphyrische Trümmergestein, der Trümmertuff, nach Verbreitung und Mächtigkeit im östlichen Theile des Blattes eine entschieden bedeutendere Rolle spielt als im westlichen; und als weiteres Ergebniss darf wohl auch ausgesprochen werden, dass dieser Trümmertuff nicht überall die genannten porphyrischen und porphyritischen Ergussmassen überlagert und durch solche von den ältesten Schichten getrennt wird, sondern, dass er dort, wo jene fehlen, beziehungs-

weise nicht hingelangt sind, unmittelbar auf den ältesten Schichten lagern, wenn nicht sogar in Wechsellagerung mit solchen treten kann. Diese letzteren Schichten nun sind die in der entsprechenden vorjährigen Mittheilung bereits erwähnten Sedimente, nämlich Sandsteine, Kalksandsteine, Schieferthone und Conglomerate, welche besonders bei Gehren und Möhrenbach aufgeschlossen sind und unseres Erachtens für identisch gehalten werden dürfen mit entsprechenden, früher bereits auf Blatt Eisfeld und Blatt Masserberg gefundenen Schichten, die dort zunächst auf dem alten Schiefergebirge liegen, als unterster Theil der gesammten, diesem Grundgebirge ungleichförmig aufgelagerten klastischen Bildungen und Massengesteinsergüsse. Wir haben diese untersten Schichten bisher als Unteres Rothliegendes betrachtet, indess mag ihre Altersstellung, wie auch ihr Verhältniss zu den im westlichen Theile von Blatt Ilmenau vorkommenden, bisher für carbonisch angesehenen, zum Theil ähnlichen Schichten, zunächst noch unerörtert bleiben. Auch bei Gehren und Möhrenbach ist als Unterlage der genannten Sedimente das cambrische Schiefergebirge anzunehmen, welches im äussersten südöstlichen Winkel des Blattes Ilmenau, im Langen Berge, ohne Bedeckung durch jüngere Schichten heraustritt.

Dagegen tritt an der Ilm, abwärts von Ilmenau, Granit als Unterlage hervor, aber es lässt sich hier, wegen Unterbrechung durch Diluvium, nicht wie im oberen Ilmthal die Auflagerung des Rothliegenden (bezw. Carbon) auf den Granit wahrnehmen. Weiter südlich wurde auch im Wildthal bei Oehrenstock das Vorkommen von Granit, und obendrein in der Nachbarschaft desselben, das Vorkommen der quarzigen Arkose beobachtet, welche im oberen Ilmthal zunächst den Granit bedeckt; leider kommen im Wildthal diese Gesteine nicht anstehend, sondern nur lose, doch in Menge vor, und so mögen sie immerhin auf ein örtliches Hervortreten der granitischen Unterlage zu beziehen sein. Dass diese hier in einer ganz anderen Höhenlage erscheint als bei Ilmenau, kann nicht befremden, denn abgesehen von Verwerfungen kann man sich auch nach anderen Beobachtungen den Boden des gesammten Roth-

liegenden (bezw. Carbon) nur als eine sehr unregelmässig gestaltete Fläche vorstellen[1]).

Zwischen Langewiesen, Oehrenstock und dem Schortethal und in dem letzteren auch noch weiter aufwärts, an den Gehängen des Lindenbergs und Mittelbergs, kommen in beträchtlicher Verbreitung besondere trümmertuffartige Gesteine von wechselndem Aussehen vor, welche jedoch kaum von einander zu trennen sind; während sie einerseits in flaserige Abänderungen verlaufen, wird eine andere Varietät einem Glimmerporphyrit auf den ersten Blick so ähnlich, dass Täuschungen vorkommen können. Die nähere Untersuchung, besonders auch die mikroskopische, zeigt jedoch stets, dass man es hier nicht mit Ergussgesteinen, sondern mit trümmertuffartigen, verschiedenartige Einschlüsse enthaltenden Massen zu thun hat. Wir fassen diese kleine Gesteinsgruppe, welche als »Tuffgesteine von Oehrenstock und Langewiesen« bezeichnet werden mag, als Zwischenlager in unserem weiter verbreiteten Trümmertuff oder der porphyrischen Breccie auf, zu welchen auch petrographische Uebergänge stattfinden, so dass die Abgrenzung etwas erschwert wird. Auch an anderen Stellen finden sich Andeutungen dieser eigenthümlichen Tuffgesteine.

In petrographischer Hinsicht sei schliesslich noch bemerkt, dass wir mehrere Vorkommnisse von Eruptivgesteinen, die weder als Porphyr, noch als Porphyrit, noch als Kersantit bezeichnet werden können, vorläufig als »Melaphyr« kartirt haben, ohne damit einer richtigeren, nur durch genauere mikroskopische und chemische Untersuchung zu gewinnenden Bezeichnung vorgreifen zu wollen. Es gehören dahin besonders die Gesteine vom Tragberg und einigen anderen Stellen bei Langewiesen, und vom Gotteskopf, unweit Gehren, in welchen auch ein Theil des von E. E. Schmid aufgestellten »Paramelaphyr« enthalten ist.

[1]) Noch wurde am rechten Ilmthalrande, eine Viertelstunde oberhalb Langewiesen, gegenüber dem Ehrenberg, ein Vorkommen von Granit kartirt, der hier zwischen stark verändertem, anscheinend zu Knotenschiefer und Hornfels umgewandeltem cambrischem Schiefer auftritt.

Mittheilung der Herren R. SCHEIBE und E. ZIMMERMANN über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Ilmenau unter Berücksichtigung angrenzender Gebiete.

Die Untersuchungen des Jahres 1889 umfassten den Osthang des Kickelhahns bis zum Gabelbach und erstreckten sich nach Süden bis zu einer in Ostwestrichtung durch Stützerbach gezogenen, dann im Schortethal nordwärts verlaufenden Linie.

Das im Vorjahre von uns festgestellte Profil vom Porphyr des Kickelhahns, Hirschkopfes u. s. w. abwärts bis zum Glimmerporphyrit (vgl. in unserem Bericht in diesem Jahrbuche für 1888, S. LXVII die No. 4—7) findet sich auch an der nordöstlichen und östlichen Seite des Kickelhahns wieder. Wir haben dasselbe ferner auf Blatt Suhl am Eisen- und Döllberg nachweisen können.

In dem genannten Glimmerporphyrit tritt ein Sedimentzwischenlager auf, welches vorwiegend aus einfarbigen oder gebänderten Thonsteinen und aus Breccien (oberer Gabelbach) besteht. Letztere bilden immer den liegenden Theil des Lagers. Untergeordnet finden sich in den Thonsteinen dichte Sandsteine (Langebachs-Kopf) und graue Schieferthone (Ascherofen). Dieses Zwischenlager wird, wie die Untersuchungen des Herrn Dr. LORETZ ergeben haben, nach Südosten hin recht mächtig, während unsere Aufnahmen eine allmähliche, zum Verschwinden führende Auflösung desselben nach Westen hin nachgewiesen haben. Kleine isolirte Partien von Breccie, die wir an der Wilhelmsleite und Kammerberger Mühle gefunden hatten, haben sich nun als die letzten Ausläufer der Gabelbachbreccie ergeben. In dieser Breccie finden sich neben den vorherrschenden Porphyr- und Porphyritbrocken auch Schiefer-, sowie bis über kopfgrosse quarzreiche Arkose- und Granitgerölle.

Am Ascherofen wurde in den Schieferthonen der Thonsteinzone ein Rest von *Walchia piniformis* gefunden.

Wird nun durch dieses Sedimentzwischenlager der Glimmerporphyrit schon in zwei Lager zertheilt, so wird das untere der-

selben nochmals zerlegt durch eine Decke von Porphyr, welcher auch petrographisch eine besondere Art bildet. Durch seine weiss verwitternde Grundmasse, durch Auftreten von kleinen Feldspäthen und rothverwitternden Glimmertafeln und durch Mangel an Quarzeinsprenglingen gleicht dieser Porphyr dem des Kickelhahns, unterscheidet sich aber von demselben durch Fehlen von Sphärolithen und Lithophysen und öfters eintretende Häufung von Würfeln zersetzten Schwefelkieses. Mit Ausnahme einiger kleiner gangförmiger Vorkommen gehören hierher alle Porphyre der nächsten Umgebung von Stützerbach, der Hohen Tanne, des Erbskopfes (Stützerbacher Porphyr).

Die drei zu unterscheidenden Glimmerporphyritergüsse sind petrographisch nicht unterscheidbar, lassen sich also bei Aussetzen der Zwischenlager nicht getrennt darstellen.

Unter No. 3a) unseres vorjährigen Idealprofiles führten wir an der Basis des Glimmerporphyrits das Schneidemüllerskopfgestein (Enstatitporphyrit) auf. Wir haben dieses charakteristische, bisher nur von wenigen Orten bekannte Gestein an zwei neuen Stellen aufgefunden (Hohe Tanne, Schortethal am Erbskopf).

Zu beiden Seiten des Taubachgrundes westlich von Stützerbach taucht unter dem Glimmerporphyrit und neben Granit ein Sedimentgestein in geringer Ausdehnung empor, welches als Glimmerfels zu bezeichnen und als durch Granit stark umgewandelter alter Thonschiefer zu betrachten sein dürfte.

Im Jahre 1888 hatten wir auf Grund des nördlichen Einfallens des an der Kammerberg-Stützerbacher Strasse am Goldhelm anstehenden Porphyrconglomerates mit den darüber liegenden grauen, plattigen Sandsteinen, Sandschiefern und conglomeratischen Sandsteinen (No. 8α des vorjährigen Berichtes) annehmen müssen, dass diese Schichten an der Basis des eigentlichen Manebacher flötzführenden Carbons liegen. 1889 am Schluss der Aufnahmezeit dicht über der Strasse am Goldhelm gemachte Funde von *Walchia piniformis* (häufig), *Odontopteris obtusa* (spärlich), *Cardiocarpus* und anderen Resten werden aber die Zurechnung der vorgenannten Schichten und damit auch eines Theils unserer über den Flötzen auftretenden conglomeratischen Sandsteine und des Porphyritmandel-

steinconglomerates (No. 8 γ des vorjährigen Berichtes) zum Unterrothliegenden nothwendig machen. Die vorgerückte Jahreszeit schloss die Möglichkeit aus, die pflanzenführende Schicht durchgehends zu verfolgen und die Abgrenzung der Abtheilungen im einzelnen genau durchzuführen. Im oberen Gartenthal am Forstmeistersweg sind auch *Walchien* gefunden worden. Daneben kommen aber auch in sandigen Schieferthonen folgende Reste vor: *Asterophyllites equisetiformis*, *Taeniopteris multinervia*, *Pecopteris* cf. *Pluckeneti*, *P.* cf. *pteroides*, *P.* cf. *Miltoni*, *P. arborescens* und eine *Odontopteris*, deren Aussehen an *O. Reichiana* erinnert. Ein sicherer Entscheid, ob man hier Carbon, oder Rothliegendes, oder beides vor sich hat, lässt sich auf Grund dieser Reste, insbesondere wegen ihrer noch nicht unzweideutig durchführbaren Bestimmung zur Zeit nicht fällen. Es ist aber, soweit es bis jetzt übersehbar ist, anzunehmen, dass die Conglomerate und Sandsteine mit Pflanzen am Goldhelm (8 α des vorjährigen Berichtes) mit den über den Flötzen des Manebacher Carbons folgenden grauen conglomeratischen Sandsteinen und Conglomeraten (8 γ des vorjährigen Berichtes) identisch sein werden. Nur liegen dann diese gleichmässig und ungestört auf dem flötzführenden Carbon, jene befinden sich in gestörter Lagerung, sind durch Verwerfung tiefer, scheinbar ins Liegende des flötzführenden Carbons gerückt. Die genaue Erkenntniss der schwierigen Lagerungsverhältnisse muss von den im Jahre 1890 vorzunehmenden Untersuchungen erwartet werden.

Das ideale Gesammtprofil nun, welches wir im vorjährigen Berichte (d. Jahrb. 1888, S. LXVII u. f.) aufgeführt haben, wird durch die diesjährigen Aufnahmen in nachstehender Weise ergänzt und erweitert:

Theil I. No. 1) Granit. Dieser ist neben den im Contact mit ihm veränderten alten Thonschiefern das älteste Gebirge. Dasselbe wird überlagert von Sedimenten, die bald aus

No. 2 a) conglomeratischer Arkose mit Geröllen von Granit, Quarz, cambrischem Quarzit, Kieselschiefer, Feldspath in der oft kieseligen Grundmasse, daneben aus rothen, grauen und schwarzen Schieferthonen und Sandsteinen bestehen, bald durch eine

No. 2 b) Breccie von Porphyrit, Porphyr, Schiefer repräsentirt sind. — Hierauf folgen in örtlich beschränkten Ergüssen

No. 3 a) Quarzporphyr des Meyersgrundes.

No. 3 b) Schneidemüllerskopfgestein, dann aber drei ausgedehnte, durch Zwischenlager theilweis getrennte, mächtige Ergüsse von Glimmerporphyrit, und zwar

No. 4 a) Unterster Glimmerporphyrit.

No. 4 b) Stützerbacher Porphyr.

No. 4 c) Mittlerer Glimmerporphyrit.

No. 4 d) Breccie und Thonstein des Gabelbachs.

No. 4 e) Oberster Glimmerporphyrit.

In Uebereinstimmung mit den Ergebnissen des Vorjahres bildet das Hangende des Glimmerporphyrits eine Folge von

No. 5) Thonsteinen, welche von

No. 6) Feldspathporphyrit und

No. 7) Porphyren und Tuffen (des Kickelhahns, Hirschkopfes, der Hohen Schlaufe u. a., überlagert werden.

Hier bricht das Profil zunächst ab. Ob nun eine Lücke folgt, welche bisher von uns als wahrscheinlich angenommen wurde, haben wir noch nicht entscheiden können. Weiter unten ist des Lagerungsverhältnisses gedacht, in welchem die Schichtenglieder No. 1—7, also des vorzugsweise aus Eruptivgesteinen bestehenden Theils I des Profils zu dem nun anzuführenden, die Glieder No. 8—11 umfassenden hauptsächlich sedimentären Theil II stehen, und sind Bedenken geäussert, welche gegen die von uns im Vorjahre angenommene, auf das Kartenbild begründete Altersfolge sprechen. Trotz dieser Bedenken sind wir noch geneigt anzunehmen, dass als nächstjüngeres Glied auf die Schichtenfolge No. 1—7 das allerdings stets durch Verwerfung von dieser abgetrennte

Theil II, No. 8) Obere Manebacher Carbon folgt. Dasselbe schliesst die Flötze ein (im vorjährigen Bericht No. 8 β). — Von ihm trennen wir aber gegenüber der im Vorjahre angenommenen Auffassung auf Grund der oben erwähnten Pflanzenfunde am Goldhelm ab, zunächst als Rothliegendes:

No. 9α) Das Porphyrconglomerat an der Kammerberg-Stützerbacher Strasse.

No. 9β) die *Walchia* führenden Plattensandsteine am Goldhelm

No. 9γ) die conglomeratischen, buntzusammengesetzten, besonders quarzführenden Sandsteine des oberen Gartenthals (im vorjährigen Bericht unter 8α) zusammengefasst). — Als identisch mit No. 9γ sind die über den Flötzen liegenden polygenen conglomeratischen Sandsteine (im vorjährigen Bericht 8γ zum Theil) zu betrachten, auf welche

No. 9δ) das Glimmerporphyritmandelsteinconglomerat (im vorjährigen Bericht 8γ zum Theil) folgt.

Wir bezeichnen als

No. 10a) die rothen Sandsteine und als

No. 10b) die Conglomerate des Bundschildskopfes (im vorjährigen Bericht No. 9 und 10), welche gleichmässig auf den vorhergehenden Schichten lagern.

In jüngeren Gliedern als dem

No. 11) Quarzporphyr des Bundschildskopfes haben wir 1889 keine neuen Begehungen gemacht, sodass auch unser bisheriges Profil von da ab unverändert bleibt.

Was nun die Frage anlangt, ob es zweifellos ist, dass der die Glieder No. 8—11 umfassende Theil II des Gesammtprofils jünger ist als der die Glieder No. 2—7 umfassende Theil I, so muss zugestanden werden, dass dies nicht ganz der Fall ist. Bei den Begehungen, welche zum Theil in Gemeinschaft mit dem Bezirksgeologen Herrn Dr. Beyschlag auf den Blättern Ilmenau, Schleusingen und Suhl stattfanden, ist noch nirgends eine directe Ueberlagerung der Gesteine des Theils I durch solche des Theils II des Profils beobachtet worden. Wo beide Theile sich berühren, sind die Trennungslinien fast immer als z. Th. recht bedeutsame Bruchlinien und Verwerfungen erkannt.

Es sprechen aber folgende Gründe für die Annahme, es sei, entgegen unserer bisherigen Meinung, der Theil I des Profils jünger als der Theil II, und da letzterer die regelmässige Schichtenfolge von den oberen Ottweiler Schichten (Manebacher Carbon)

zum Rothliegenden darstellt, demnach ersterer jünger als das unterste Rothliegende:

a) In den schwarzen Schieferthonen (vgl. 2a), welche über der Arkose und unter dem Schneidemüllerskopfgestein auftreten, sind im Melmthal (Bl. Suhl) und an der Wilhelmsleite (Bl. Ilmenau) Branchiosaurusreste gefunden worden.

b) In den grauen Sandsteinen, welche am Teuschlesberg (Bl. Schleusingen) gleichfalls zwischen Arkose, rothen Schieferthonen und Glimmerporphyrit liegen, also in einem Profil, welches dem unteren Theil desjenigen am Dachskopf und Schneidemüllerskopf (Bl. Ilmenau) entspricht (vgl. No. 2a), wurde *Calamites gigas* gefunden.

c) In den Thonsteinen des Gabelbaches (No. 4d) fand sich am Ascherofen eine *Walchia piniformis* neben anderen unbestimmbaren Resten.

Dagegen lässt sich für die Annahme, dass Theil I (die Glieder No. 2—7) im Profil älter sei als Theil II (Glieder No. 8—11), also jener carbonisch sei, ausser dem Kartenbilde folgendes geltend machen:

a) Nur die Arkose (No. 2a), die Breccie (No. 2b), der Meyersgrundporphyr (No. 3a) und der Glimmerporphyrit (No. 4) liegen nachweislich auf Granit, dem ältesten der als Unterlage des Carbonrothliegenden hier in Betracht kommenden Gebirgsglieder, auf. Von jüngeren Gesteinen ist es erst wieder der Zechstein, welcher am Ehrenberg (Bl. Ilmenau) auf Granit liegt.

b) Wenn der Profiltheil I nicht carbonisch, sondern Rothliegend ist, so müsste man doch bei der im übrigen grossen räumlichen Ausdehnung der Gesteine desselben mit ziemlich grosser Wahrscheinlichkeit erwarten, diesen Gesteinen in dem weiten Gebiete rothliegender Schichten, welches sich von Ilmenau über die Blätter Suhl, Crawinkel, Tambach hin erstreckt, wiederum zu begegnen; das ist bis jetzt aber nicht der Fall.

c) Endlich müsste sich, wenn Theil II älter als Theil I wäre, bereits auf dem kurzen Raum von kaum 800 Schritt, um welche der Granit des Dachskopfes (Bl. Ilmenau) südlich liegt von der das Manebacher flötzführende Carbon abschneidenden, quer durch

das Ilmthal setzenden Verwerfung das gesammte Manebach-Kammerberger Carbon sich ausgekeilt haben, oder es müssten ausserordentlich tiefe Einkesselungen in der Granitoberfläche angenommen werden, deren Tiefstes mit Carbon erfüllt wurde, während die benachbarten Ränder unbedeckt blieben.

Muss also der sichere Entscheid von weiteren Untersuchungen erwartet werden, so haben sich dieselben einestheils auf Aufsuchen leitender Versteinerungen in den Sedimenten, anderntheils auf Auffindung von Stellen ungestörten Lagerungsverbandes der Theile I und II des Profils zu richten.

Mittheilung des Herrn R. SCHEIBE über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Friedrichroda.

Die Untersuchungen bezweckten im Wesentlichen die Ausscheidung von Tuffen innerhalb der von dem Landesgeologen Professor Dr. WEISS gegebenen Darstellung der rothliegenden Schichten. Diese Tuffe besitzen sehr wechselndes Aussehen. Von ganz dichten, z. Th. pisolithischen Arten (Thonsteinen) an, finden sich Uebergänge bis zu recht grobstückigen, breccienhaften Trümmergesteinen. Sie sind fast sämmtlich Quarzporphyrtuffe. Hierbei mag noch bemerkt werden, dass diese Gesteine im Gegensatz zu den auf Blatt Ohrdruff, Crawinkel, Ilmenau, Suhl verbreiteten, meist massig und ungeschichtet auftretenden Tuffen, immer deutlich, z. Th. in dünnen Lagen geschichtet sind und dass deshalb auch ihre Abgrenzung gegenüber anderen Sedimenten (Sandsteine, Schieferthon, Conglomerate) mehrfach schwierig und nur annähernd ausführbar war.

Von besonderem Interesse dürfte aber ein Fund sein, welcher in der mittleren Abtheilung der von SEEBACH und WEISS als Oberrothliegend aufgefassten Schichtengruppe gemacht worden ist. Gemeinhin ist diese Gruppe in 1) ein liegendes Porphyr-Conglomerat (klotzig), 2) eine Folge von Schieferthonen und besonders Sandsteinen und 3) ein mehr polygenes hangendes Conglomerat getheilt worden. Dass sie oberrothliegend sei, wurde dadurch gestützt, dass sie die hangendsten Partien des dortigen Roth-

liegenden umfasst und als frei sowohl von Eruptivgesteinen und Tuffen, wie von Fossilien befunden worden war.

In den Sandsteinen südlich von Georgenthal am Vitzerod wurden nun mehrere Pflanzenreste gefunden, die als schlecht erhaltene, kräftige Zweige von *Walchia piniformis* angesehen werden. Aus einem Steinbruch, welcher weiter südlich, an der Seeberger Fahrt, in den gleichen Schichten angelegt ist, stammt eine Platte mit Fusstapfen eines Thieres, dessen fünfzehiger Fuss etwa 10 Centimeter lang war. Diese Platte befindet sich im Museum in Gotha.

Wenn mehrfach betont worden ist, dass als Charakteristikum für das Oberrothliegende Freiheit von Eruptivgesteinen und Mangel an organischen Resten festzuhalten sei, so muss nunmehr im Auge behalten werden, dass hier eine Ausnahme statt hat.

Mittheilung des Herrn E. ZIMMERMANN über Aufnahmen auf den Blättern Stadtilm und Plaue.

Gemäss seiner fast am weitesten gegen Franken (Meiningen) hin vorgeschobenen Lage hat von den thüringischen Muschelkalkblättern das Blatt Stadtilm nebst dem Nachbarblatt Plaue eine Reihe von bemerkenswerthen Anklängen an die meiningische Buntsandstein-Muschelkalk-Entwicklung aufzuweisen.

Da ist zunächst schon früher mehrfach auf die petrographische und paläontologische Uebereinstimmung der obersten »Röthkalke mit *Modiola hirudiniformis*« von Meiningen mit den »untersten ebenen Kalkschiefern oder Cölestinschichten« E. E. SCHMID's bei Jena hingewiesen worden. Auf den beiden hier in Rede stehenden Blättern ist die Uebereinstimmung ganz die gleiche, und wenn sich durch grössere Seltenheit der *Modiola* und grössere Häufigkeit der *Beneckeia Buchi* das östlicher gelegene Stadtilm mehr an Jena anschliesst, so thut es durch das umgekehrte Verhalten das westlicher gelegene Plaue mehr an Meiningen. Den schönsten Aufschluss dieser (und der zunächst hangenden und liegenden) Schichten bietet der Wasserriss neben dem Fussweg von Oberilm nach Hammersfeld; kaum weniger schön sind die Aufschlüsse in den zahlreichen Wasserrissen, die vom Muschelkalkplateau herab in allen Richtungen nach dem merkwürdigen Thal-

kessel von Döllstedt führen. Nicht ganz so schön sind die Aufschlüsse auf dem Blatte Plaue. — Im erstgenannten Aufschluss beträgt die Mächtigkeit der hellen, eben- und dünnschiefrigen Mergel und darin eingelagerten harten Kalkplatten 8,5—9 Meter. Zuunterst liegen etwa 2,5 Meter Mergel mit nur einer oder zwei Kalkplatten; dann folgen 4,5 Meter einer vielfachen Wechsellagerung von Mergelschiefern und versteinerungsreichen, 2 bis 8 Centimeter starken Kalkplatten, dann folgen wieder Mergelschiefer in 1,5—2 Meter Mächtigkeit, ohne Kalkplatten. Das Liegende dieser ganzen Zone bildet eine feste, dichte, nicht zellige gelbe Kalkbank von 75 Centimeter Stärke. Darunter lagern etwa 7,5 Meter graue dünnblättrige, in Letten übergehende Thonmergel mit vielen kleinen und dünnen, durch Faserkalk ausgefüllten Querrissen und endlich folgen die gewöhnlichen rothen Letten des Röth. Das Hangende der »ebenen Kalk- und Mergelschiefer« bilden graue, sich leicht zersetzende, meist zellige Thonmergel von etwa 6 Metern Mächtigkeit, deren weisslicher, mehlig-sandiger Verwitterungsboden demjenigen mancher Mergel des Mittleren Muschelkalks gleicht. Etwa $^{3}/_{4}$ Meter über ihrer Basis haben diese Thonmergel eine röthliche Farbe, und man kann aus einzelnen »Zellen« auch ganz rothe Letten herauslösen: wir haben hier den letzten, aber sehr deutlichen Anklang an die bei Meiningen mächtigere (bis 5 Meter) und intensiver rothe Schicht, welche dort z. B. am Jahnsberge aufgeschlossen ist, wo sie das Profil schliesst. Höher oben folgen in den zelligen Thonmergeln eingelagert noch einige härtere zellige Ockerkalke, und den Abschluss nach oben bildet eine ebensolche zellige Ockerkalkschicht von 75 Centimeter Mächtigkeit, welche ganz der »gelben Kalkbank« entspricht, die von Meiningen so oft erwähnt wird. Ueber ihr folgen mit scharfer Grenze die gewöhnlichen, bekannten grauen Wellenkalke. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten stimmen hier — von der röthlichen Schicht, bezw. den obersten rothen Thonen abgesehen — in recht guter Weise mit denen bei Meiningen überein. Da sich die letztgenannte gelbe, (nicht immer) zellige Kalkbank meist recht gut verfolgen lässt (besonders auf dem Blatte Plaue), so wird auch auf den zu veröffentlichenden

Karten von Plaue und Stadtilm, um die Analogie mit den Meininger Verhältnissen anzudeuten, die ganze darunter lagernde, 24 — 25 Meter mächtige Zone bis zu den normalen Röthletten kenntlich gemacht werden, und es wird nur der Unterschied bestehen, dass diese Zone nordöstlich vom Thüringerwald zum Muschelkalk, — südwestlich davon zum Röth gerechnet wird.

Auch in höheren Schichten des Unteren Wellenkalks finden sich auf unseren beiden Blattgebieten lebhaftere Anklänge an die fränkische Ausbildung als sonst in Thüringen. So zeigte sich auf Blatt Plaue die »Oolithbank β« besonders gut entwickelt und auf den Kämmen fast aller Muschelkalk-Berge der Osthälfte des Blattes vortrefflich verfolgbar; sie ist etwa $^3/_4$ Meter mächtig und zeichnet sich petrographisch vor der oft recht ähnlichen »*Terebratula*-Bank **mu₂τ**« durch ihre meist auffällig dünn- und flasrigschiefrige Beschaffenheit aus; kleine Bruchstücke von Terebratelschalen haben sich, wenngleich sehr selten, darin gefunden. —

Nur in Spuren auf der Osthälfte von Blatt Plaue, dagegen ausgezeichnet schön auf Blatt Stadtilm, besonders in der Umgebung der gleichnamigen Stadt, ist die zweite besonders auffällige und zuerst von Meiningen besonders beschriebene Bank entwickelt: die *Spiriferina*-Bank. Die von Frantzen in der »Uebersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen« gegebene Beschreibung liesse sich für Blatt Stadtilm Wort für Wort wiederholen; die Mächtigkeit, conglomeratische Beschaffenheit, der Reichthum an *Spiriferina fragilis* (die Exemplare sind immer kleiner als im Oberen Muschelkalk) und an Crinoidenstielgliedern, sowie an schön erhaltenen *Hinnites comtus* finden sich hier wie dort; zu erwähnen ist noch, dass einzelne der conglomeratisch eingebackenen Kalkgerölle reichlich mit *Ostrea sessilis* besetzt sind.

Aus höheren Triasschichten ist hier nur der Fund einer neuen Nautilusart im Grenzdolomit (**ku₂**) bei Görbitzhausen zu erwähnen, die ich unter dem Namen *Trematodiscus jugatonodosus* beschreiben werde.

Bemerkenswerther Weise hat auch das Oligocän auf den beiden Blättern seine Spuren hinterlassen in Gestalt meist von Braunkohlenquarzitblöcken (der grösste Block hat über $1^1/_3$ Meter

grössten, $^1/_3$ Meter kleinsten Durchmesser, noch grössere sollen vergraben sein), zuweilen auch von nuss- bis über faustgrossen Quarzgeröllen. Am Hohen Kreuz liegen solche Blöcke, von allerdings nur geringer Grösse, auf dem Muschelkalkplateau in über 1075 Fuss Höhe, wenig südlich von dieser Stelle, jetzt durch die Wasserscheide getrennt, findet man ebensolche (kleine) Blöcke noch reichlicher und zusammen mit Quarzgeröllen in etwa gleicher Höhe. Die grossen Blöcke finden sich besonders zwischen Willingen, Roda und Branchewinde in Höhen bis zu 975 Fuss, auch in der Umgebung des oben ausführlich beschriebenen Profils des untersten Muschelkalks bei Oberilm; sehr spärlich liegen Blöcke zwischen Grossliebringen und Döllstedt in etwa 1150 Fuss und bei Kleinliebringen in 1100 Fuss, wieder reichlich zwischen Nahwinden und Ehrenstein an der Ostgrenze des Blattes Stadtilm in 1150 — 1175 Fuss Höhe, einige auch nordwestlich unweit Gräfenau in 1125 Fuss Höhe. Ich halte es für nöthig, diese Angaben zusammen zu tragen, im Interesse einer etwaigen späteren Construction der alten Flussläufe. Es wird sich anderswo Gelegenheit bieten, meine Ansicht über die auffällige Thatsache zu entwickeln, dass in geologisch verschiedenst zusammengesetzten und weit auseinander liegenden Gebieten sich Reste alter, auf die Oligocänzeit zu beziehender Flussablagerungen finden, die nur aus Quarzgeröllen oder (losem oder zu Quarzit verkittetem) Quarzsand bestehen.

Das Diluvium (vielleicht z. Th. mit Pliocän) zeigt auf dem Blatte Stadtilm und in der äussersten Nordostecke von Blatt Plaue (sowie den anstossenden Theilen der Blätter Arnstadt und Osthausen) in seinen Flussschottern sehr bemerkenswerthe Verhältnisse, deren Untersuchung aber noch nicht ganz abgeschlossen werden konnte und deren genaue Beschreibung für später aufgeschoben werden muss. Die genannten vier Blätter gehören in den hier in Betracht kommenden Theilen zu den Flussgebieten der Ilm, der Gera und der mit der letzteren sich vereinigenden Wipfra. Nur die Ilm und die (aus der Wilden und Zahmen vereinigte) Gera entströmen dem Thüringer Walde, das Flussgebiet der Wipfra liegt ganz innerhalb der Triaslandschaft. Danach

müssten sich die Flussschotter in folgender Weise zusammensetzen: die Ilmschotter müssen aus dem Oberilm-, dem Schorte- und Schobsethal stammende Glimmerporphyrite und quarzfreie Porphyre (es finden sich im Quellgebiet fast keine quarzhaltigen), sowie seltener (wegen spärlicheren Vorkommens oder leichterer Zerstörbarkeit) Melaphyre, Tuffe, Granite, metamorphische Thonschiefer und Amphibolite enthalten, aus dem Wohlrosethal Glimmerporphyrite und die charakteristischen conglomeratisch-körnigen Quarzite des Langen Berges, aus späteren Zuflüssen nur Triasgesteine; — im Quellgebiet der Wilden Gera hat die Kartirung ergeben ganz vorwaltend quarzführende, ja meist quarzreiche Porphyre und zwar sowohl dichte und fluidale mit kleinen Krystallen (oft bloss von Quarz), als auch solche mit reichlichen mittelgrossen Krystallen von Quarz und Feldspath (darunter besonders die Mühlsteinporphyre des Lütschegrundes), ferner Conglomerate aus Porphyren, Porphyriten und grünen quarzitischen (cambrischen) Schiefern, endlich verkieselte Zechsteine; im Gebiet der Zahmen Gera treten auf Porphyre, häufiger quarzführend als quarzfrei, Conglomerate aus meist quarzführenden Porphyren, Porphyrite u. a. m., in beiden Geragebieten natürlich auch Triasgesteine; — die Wipfra endlich kann nach ihrem heutigen Verlauf nur Triasgesteine führen. Es hat nun die Untersuchung der alluvialen Schotter in Bezug auf Art und relative Menge der einzelnen Geschiebe die aus obigen Beobachtungen zu machenden Vermuthungen als richtig bestätigt: es finden sich also in der Ilm vorherrschend Glimmerporphyrite, quarzfreie Porphyre und conglomeratische cambrische Quarzite, in der Gera quarzführende Porphyre und nicht selten verkieselter Zechstein, in der Wipfra nur Triasgesteine. Ebenso stimmen zu jenen Vermuthungen die z. Th. hoch über dem jetzigen Flussniveau gelegenen Diluvialschotter jeweils im Gebiet der Gera und Ilm. Dagegen findet man im jetzigen Fluss- und Zuflussgebiet der Wipfra diluviale Schotterlager, welche nicht nur Triasgesteine, sondern stets auch noch, und z. Th. fast ausschliesslich, Thüringerwaldgesteine enthalten. Diese letzteren weisen nach meinen bisherigen Beobachtungen sammt und sonders auf das Quellgebiet der Gera

hin: es sind ganz vorwiegend Quarzporphyre, spärlicher verkieselte Zechsteine, sehr selten quarzfreie Porphyre und Glimmerporphyrite, nie cambrische conglomeratische Quarzite [1]). Die hierher gehörigen Schotterlager bilden einen von NW. nach SO. verlaufenden Zug von Oberndorf bei Arnstadt (Käfernburg und Gipfel des Hains, am letzteren Orte auf der veröffentlichten geologischen Karte von Blatt Arnstadt nicht angegeben) über Dannheim und Branchewinde nach Willingen, in Höhen von 950—1050 Fuss und lassen hier den südwestlichen Uferrand des ehemaligen Flusses deutlich erkennen; nördlich vom Tännreisig bei Niederwillingen kommen diese alten Geraschotter, wie ich sie ohne Zögern benenne, örtlich den diluvialen Ilmschottern nahe, und das alte Gerathal tritt in Verbindung mit einer seitlichen Ausbreitung des heutigen Ilmthales. Aber auffälliger Weise lässt sich unterhalb dieser Stelle im diluvialen Ilmschotter keine bemerkenswerthe Beimischung von Geraschotter nachweisen, so dass man wohl anzunehmen hat, der Abfluss der alten Gera habe durch das heutige mittlere und untere Wipfrathal stattgefunden, denn es finden sich dem Lehm auf der linken Thalseite überall eingestreut kleine Porphyrbröckchen, und zwischen Elxleben und Kirchheim (Bl. Osthausen) bilden Quarzporphyrgerölle zusammen mit Buntsandstein- und Muschelkalkbrocken unter dem Lehm ein zusammenhängendes Schotterlager, in etwa 50 Fuss Höhe über dem heutigen Flussniveau.

Die Lagerungsverhältnisse der Trias auf dem Blatte Stadtilm sind recht interessant, bemerken will ich hier aber doch nur weniges. Während die Nordost- und die Südwesthälfte fast völlig ungestörte Lagerung zeigen, also wenig geneigte Schichtung und wenige Verwerfungen, zieht sich in der Diagonale des Blattes von Südost nach Nordwest ein 2—3 Kilometer breiter Streifen mit verhältnissmässig enger Faltung, oft steiler Schichtenneigung und zahlreichen Verwerfungen hin. Innerhalb dieses Streifens ist

---

[1]) Zwei ebenfalls gefundene Stück Feuerstein gleichen denen aus der Kreide recht sehr, aber doch noch nicht so, dass ich sie als zweifellos nordisch bezeichnen möchte.

ein Sattel bemerkenswerth, der unter den mancherlei Formen seiner Ausbildung auch eine solche zeigt, wo in der Axe des Sattels als ältestes Glied Mittlerer Muschelkalk hinzieht und mitten daraus eine nur ganz kleine (800 und 200 Schritt Durchmesser zeigende) linsenförmig umgrenzte Stelle zu Tage tritt, gebildet vorwiegend von Mittlerem und daneben von etwas Oberem Buntsandstein: kartographisch ist das Bild dieses Auftretens eines tieferen Gesteins zwischen höher gelegenen, im Kern eines Sattels, mehr ähnlich dem eines Eruptivstockes, als dem eines Horstes! — Ich kann hier zugleich noch kurz hervorheben, dass ich in der Fortsetzung derselben Störungszone noch an mehreren Stellen Röth in einer Weise habe auftretend gefunden, dass das Kartenbild ganz an das eines Eruptivgesteinsganges erinnert, welcher bald eine mit Verwerfung verbundene Spalte benutzt, bald eine Spalte, neben welcher keine Verwerfung nachweisbar ist. Wegen der Sonderbarkeit dieser Vorkommen muss ich dieselben nochmals, zugleich in Verbindung mit den gleichen Erscheinungen auf Blatt Plaue, untersuchen und werde im nächsten Jahrbuche darüber berichten.

Endlich möchte ich nur noch kurz das Vorkommen von Faltungen in O.—W.-Richtung neben der weitaus vorherrschenden NW.—SO.-Richtung erwähnen. Ein verhältnissmässig langer Sattel dieser Art findet sich zwischen Stadtilm und Geilsdorf, — eine Mulde zieht sich von Dannheim westlich gegen Siegelbach hin.

Mittheilung des Herrn H. Proescholdt über Aufnahmen und Revisionen im Bereich der Blätter Römhild, Rentwertshausen, Ostheim und Sondheim.

Bei der Revision und Fertigstellung des Blattes Römhild konnte unter Berücksichtigung der angrenzenden Blätter Dingsleben, Rentwertshausen und Mendhausen folgende Gliederung des Gypskeupers bis zum Schilfsandstein zur kartographischen Darstellung gebracht werden:

Schilfsandstein als Hangendes.

1. Rothe Letten und Thone, darin bei Römhild,
   a) eine **obere** und
   b) eine **untere** Zone von grauen Letten mit Gyps in Wechsellagerung,
2. Estherienschichten,
3. Graue Letten mit Gypsresiduen,
4. Vorherrschend rothe Letten,
5. Corbulabank,
6. Steinmergelbank, dicht unter 5.,
7. Rothe Thone mit Quarzbreccien in sehr schwankender Mächtigkeit,
8. Graue und gelbe Letten mit Gypsresiduen und Gypslagern; nördlich von Römhild in mächtiger Entwicklung, bis gegen 30 Meter mächtig, verliert sich nach Süden hin vollständig, darunter rothe Thone mit Quarzknauern und einzelnen Sandsteinbänkchen, zuunterst mit massenhaften Quarzbreccien,
9. Bleiglanzbank mit *Myophoria Raibliana*, dicht darunter
10. Steinmergelbank mit Lingula,
11. Rothe Thone mit Quarzbreccien, 10—12 Meter mächtig.

Grenzdolomit als Liegendes.

Am grossen Gleichberg und in seiner Umgebung wurde eine Anzahl schmaler Basaltgänge in dem für das Grabfeld charakteristischen Streichen in h. 2 aufgefunden, deren Gesteine verschieden unter einander sind, aber immer eine andere mineralogische Zusammensetzung zeigen als der Basanit, der die Kuppe des Berges bedeckt. Dieser gleicht durchaus dem der nördlich vorliegenden Steinsburg.

Tuffbildungen konnten am grossen Gleichberg nicht nachgewiesen werden.

Besonderes Interesse beanspruchten bei der Weiterführung der geologischen Aufnahme der Blätter Ostheim und Sondheim

die Lagerungsverhältnisse der Hohen Rhön in der Umgebung der Ulsterquelle.

Die Triasschichten daselbst sind infolge nordöstlich und nordwestlich streichender Brüche vielfach gegen einander verworfen, stellen aber trotzdem oberflächlich ein nur wenig welliges Plateau dar, so dass die Tertiärbildungen, Tuffe, Braunkohlen und Basaltdecken in nahezu gleicher Meereshöhe auf mittlerem Buntsandstein, Röth, Anhydrit, Nodosenschichten lagern. Eine derartige Ausebnung stark verworfener Schichten setzt, da in dem vorliegenden Fall an Abrasion nicht zu denken ist, eine sehr lange Denudationswirkung voraus. Daraus geht unzweifelhaft hervor, dass die Verwerfungen bedeutend älter sind als die Basaltausbrüche und Tertiärsedimente.

An der Zusammensetzung des Plateaus nimmt auch in grösserer Ausdehnung Phonolith Theil, der in gleicher Höhe wie der Buntsandstein und die anderen Triasschichten von Basalttuffen, Braunkohlen und Basaltdecken überlagert wird.

Das Gestein, das im oberen Theil des Heuwiesenwassergrabens gut aufgeschlossen ist, ist im frischen Zustand dunkel grünlich grau; bei beginnender Verwitterung wird es sehr licht bis fast weiss. U. d. M. zeigt es sich zusammengesetzt aus Sanidin, Nephelin, Augit und spärlichem Magneteisen. Nosean konnte weder chemisch noch mikroskopisch nachgewiesen werden. Unter genau analogen Verhältnissen wie hier wurde ein Gang von ganz gleichem Phonolith auf Blatt Gersfeld am Steinküppel südlich vom Rothen Moor beobachtet.

Der schmale, ungefähr westlich streichende Gang verliert sich unter der hier deutlich aufgeschlossenen Basaltdecke, die er nicht durchsetzt. Darin liegt ein unzweifelhafter Beweis des höheren Alters des Phonoliths.

Ausser den erwähnten nordwestlichen und nordöstlichen Verwerfungen treten nordsüdliche auf, von denen bereits in den Mittheilungen des Jahrbuches für 1888 die Rede war. Ueber die Altersverhältnisse der verschiedenen Dislocationen lässt sich in der Umgebung des obersten Ulsterthals nichts Bestimmtes nachweisen; nach mir gewordenen Mittheilungen sollen thalabwärts in

der Umgegend von Batten und Hilders auf den Thalflanken mehrfach Tertiärverrutschungen vorkommen, die sich vielleicht als durch Störungen hervorgerufen erweisen werden. Falls sich dies bestätigt, so würde den nordsüdlichen Verwerfungen ein weit jüngeres Alter zuzuschreiben sein als den anderen, und eine solche Altersdifferenz würde recht gut mit den bis jetzt bekannten Lagerungsverhältnissen der Tertiärsedimente am Ostrand der Hohen Rhön übereinstimmen.

Ueber die Altersfolge der verschiedenen Basalte, die das Plateau der Hohen Rhön zusammensetzen, hat sich bis jetzt ein sicherer Anhaltspunkt nicht ergeben. Am Ostrand wird nördlich vom Gangolfsberg Feldspathbasalt von Nephelinbasalt überlagert. Am Westrand dagegen an den Hängen des Stirnbergs konnte eine solche Reihenfolge bisher nicht constatirt werden, vielmehr lagert hier ein Feldspath führender Nephelinbasalt zwischen Feldspath-freien. Der Nephelinbasalt besitzt eine sehr grosse Verbreitung auf der Hohen Rhön; durch ihn hindurch ragen an manchen Stellen Kuppen von Feldspathbasalt, so der merkwürdige Stellberg. Der höchste Punkt der Hohen Rhön, der Heidelstein, besteht aus Nephelinbasalt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die Verbreitung mancher Basaltströme auf der Hohen Rhön in Zusammenhang mit vor der Eruption erfolgten Erosionswirkungen steht.

Mittheilung des Herrn K. Oebbeke über den **Abschluss der Aufnahmen auf den Blättern Niederaula und Neukirchen.**

In der zweiten Hälfte des August wurde mit Herrn Dr. Leppla eine gemeinsame Begehung in dem ganzen Bereiche der Blätter Niederaula und Neukirchen ausgeführt, um zunächst die Frage der Trennung des unteren und mittleren Buntsandsteins für unser Gebiet endgültig zu entscheiden. Das Resultat dieser Untersuchung war, dass nur ein verhältnissmässig kleiner Theil des Buntsandsteins im Norden des Blattes Niederaula als dem unteren Buntsandstein angehörig zu betrachten ist, während der übrige Theil, gemäss der Auffassung wie sie auf dem im Osten anstossenden Blatte Hersfeld zum Ausdruck gebracht worden ist, dem mittleren

Buntsandstein zugerechnet werden muss. Dank günstigerer Aufschlüsse im NW. des Blattes Niederaula wurde sodann der Verlauf der Störung Raboldshausen — Salzberg — Oberaula genauer festgestellt und ergaben sich dabei einige Abweichungen von der früher angenommenen Darstellung. Im September wurde sodann die Revision des Blattes Neukirchen zu Ende geführt. Bezüglich der Untersuchung der basaltischen Gesteine konnte für das ganze Gebiet festgestellt werden, dass Tuffbildungen im Allgemeinen selten und dass im Grossen und Ganzen die jungeruptiven Gesteine in der in diesem Jahrbuch für 1888, S. 390—416 angegebenen Weise zu unterscheiden sind. Genauer bestimmt und abgegrenzt wurden die Basaltvorkommen SW. Salzberg, welche zum Eisenberg — Teufelskanzel — Frauenhaus - Massiv gehören, jene SW. Hauptschwenda und NW. Neukirchen.

Zwischen dem Sieberts-Berg SW. Hauptschwenda und dem nördlichen Theil der sogenannten Hütte NW. Christerode liegt ein selbstständiges Feldspathbasaltvorkommen, welches wegen seiner schönen, plattigen Absonderung in jüngster Zeit durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen worden ist und besonders zu Bausteinen eine ausgedehnte Verwendung findet. Im Steinwald NO. Neukirchen treten nur zwei deutlich von einander getrennte Feldspathbasaltmassen auf. Die eine, grössere bildet das Plateau und eine kleinere, mehr gangförmige liegt SW. von ihr. Die Basaltkuppe W. der Thonkuppe, im N. von Neukirchen zieht sich auf das Blatt Schrecksbach hinüber und erreicht dort ihre Hauptverbreitung.

Dem Diluvium zuzurechnende Bildungen erreichen eine grössere Ausdehnung auf Blatt Niederaula im Fuldathal und auf der NW. Hälfte des Blattes Neukirchen. Ausser den bereits früher angeführten Störungen konnten noch eine ganze Reihe kleinerer festgestellt werden, welche im Allgemeinen aber ebenfalls, wie die grösseren, SW. — NO. oder SO. — NW. verlaufen und zum Theil mit denselben in nachweisbarer Verbindung stehen.

Mittheilung des Herrn A. Denckmann über Aufnahmen im Gebiete des Blattes Waldeck-Cassel (1 : 80000).

In die Untersuchungen des Sommers 1889 wurden noch die Nordhälften der Blätter Rosenthal, Gilserberg und Ziegenhain

hineingezogen. Es geschah dies, damit durch das Schlussblatt des VON DECHEN'schen Kartenwerkes das Rheinische Schiefergebirge ohne Rest abgeschlossen würde.

Die Zeit, welche für die Untersuchungen im älteren Gebirge und für die Vervollständigung der vorjährigen Aufnahmen aufgewendet werden konnte, war äusserst knapp. Trotzdem ist es Dank einigen glücklichen Versteinerungsfunden gelungen, die Hauptfrage in diesem Gebiete, die nach dem Alter des Kellerwaldquarzites ihrer Lösung erheblich näher zu bringen.

In diesem Jahrbuche für 1888, S. XCIII habe ich unter 3. eine Reihe von quarzitischen Grauwacken, Thonschiefern etc., welche im Hangenden des Kellerwaldquarzites auftreten, für möglicher Weise unterdevonisch erklärt, weil sie den Obercoblenz-Gesteinen bei Dillenburg, Biedenkopf und Gladenbach zum Theil sehr ähnlich waren. Es ist nun gelungen, in diesen Gesteinen Bänke mit Obercoblenz-Fauna bei Oberurf und Jesberg nachzuweisen. Am Oberurfer Mühlbach, wo diese Petrefaktenbänke durch mitteldevonische Thonschiefer überlagert werden, hat sich zwischen beiden Gesteinen ein Horizont von phyllitisch glänzenden Thonschiefern mit Kieselgallen voll Versteinerungen gefunden, ein Horizont, der in der Gegend von Dillenburg, Gladenbach und Biedenkopf für die Grenze des Obercoblenz gegen die mitteldevonischen Thonschiefer typisch ist. Auf ein derart leicht kenntliches Gestein musste Gewicht gelegt werden, weil dasselbe das natürliche Uebergangsstadium von den quarzitisch-grauwackigen Sedimenten des Obercoblenz zu den Kalkknollen-führenden Thonschiefern des tieferen Mitteldevon zu bezeichnen scheint.

Die Kieselgallen sind meist unregelmässig linsenförmige Körper von nicht über 50 Millimeter grösstem Durchmesser, vom Aussehen eines schwarzen Kalkes. In Salzsäure brausen sie nicht. Sie finden sich in grosser Zahl den phyllitisch-glänzenden Thonschiefern eingesprengt.

Auf der Südostseite des Kellerwaldes, wo vielfach Mitteldevonschiefer den Obercoblenz-Gesteinen eingemuldet sind, fand ich die Kieselgallen an folgenden Stellen: am Oberurfer Mühlbach, in den Wasserrissen oberhalb Densberg, am rechten Gilsa-

Ufer Densberg gegenüber und an dem Fusswege, welcher von der Oberförsterei Densberg über den Schlossberg nach Schönau führt.

Das Hauptresultat der diesjährigen Aufnahmen ist demnach, dass der Kellerwaldquarzit älter ist, als die obersten Schichten des Unterdevon. Welchem speciellen Horizonte der Kellerwaldquarzit angehört, muss vorläufig unentschieden bleiben. Ich halte es für bedenklich, die petrographisch so ausserordentlich von ihm verschiedenen Gesteine, welche sich in seinem Hangenden noch unter dem Obercoblenz befinden, ohne zwingenden Grund mit ihm zu identificiren, um so mehr, da bei Densberg (an der Kirche, am Wege nach Schönstein und am Rückling) Gesteine auftreten, welche sich ihrem petrographischen Charakter nach auf gewisse ältere Gesteine der Gegend von Siegen beziehen lassen.

Für die im vorigen Jahresberichte S. XCIII unter 2. besprochenen quarzitischen Grauwacken des Hahnberges etc. hat sich der Beweis nicht finden lassen, dass sie dem Unterdevon angehören. Sie sind daher auf der Karte als quarzitische Einlagerungen im Mitteldevon bezeichnet.

Im Mittel- und Oberdevon hat sich immer deutlicher die auffallende Thatsache herausgestellt, dass da, wo geschlossene, zusammenhängende Kalklager des Ober- und Mitteldevon vorhanden sind, dieselben zwar von Cypridinenschiefern, Quarziten, Diabasen und Culmkieselschiefern überlagert werden, dass diese letzteren Gesteine jedoch in der Mehrzahl der Fälle direct auf mitteldevonischen Schiefern liegen. Es lassen sich ferner (z. B. am Gershäuserhofe bei Wildungen) an der Basis der Kalke mitteldevonische Thonschiefer nachweisen. Es ist drittens eine Eigenthümlichkeit der auf dem Blatte Waldeck-Cassel beobachteten Kalke, dass es nicht leicht fällt, petrographisch die mitteldevonischen von den oberdevonischen zu trennen. Eine sichere Deutung derartiger Verhältnisse kann nur durch eingehende Specialkartirung gewonnen werden.

Immerhin scheint es gewagt, lediglich durch tektonische Ursachen erklären zu wollen, dass an der Ense bei Wildungen

mächtige Mittel- und Oberdevonkalke von Cypridinenschiefern, Diabasen und Quarziten überlagert werden, dass 2 Kilometer westlich davon bei Odershausen in einem ausserordentlich klaren Profil Cypridinenschiefer, mit Diabasen wechselnd, den Mitteldevonschiefern auflagern.

Dass die als Quarzite und Arkosen der Aschkuppen zusammengefassten Gesteine oberdevonischen Alters sind, wie im vorigen Jahresberichte als wahrscheinlich angenommen wurde, hat sich durch die Kartirung weiterhin bestätigt. Der sicherste Beweis für das Alter dieser Gesteine hat sich in dem von Herrn Professor Kayser untersuchten Gebiete am Wollenberge gefunden, wo sie direct den Iberger Kalk überlagern. — Im Lohrgrunde am Hohelohr und westlich des Klapperberges finden sich unter den Culmkieselschiefern, mit zum Theil variolitischen Diabasen vergesellschaftet, schwarze, glasige Quarzite, welche gleichfalls zum Oberdevon zu stellen sind.

Der Culm der Südostseite des Kellerwaldes bietet ähnliche Schwierigkeiten wie das Ober- und Mitteldevon auf der Nordwestseite. Auch hier findet man einerseits im Hangenden Diabase, Kieselschiefer, Grauwackenschiefer, Grauwacken, andererseits im Liegenden unterdevonische Grauwackensandsteine oder seltener mitteldevonische Thonschiefer, die ersteren überlagernd. Man könnte streichende Verwerfungen als Ursachen derartiger Ungleichmässigkeiten betrachten; gegen diese Deutung dürfte jedoch die Regelmässigkeit sprechen, mit der die beschriebene Lagerungsform auftritt. Die Specialkartirung muss feststellen, ob sich nicht eine andere Erklärung für derartige Erscheinungen finden lässt. Die Kieselschiefer und die sie überlagernden Grauwackenschiefer, Grauwacken und groben (Granit und Quarzporphyr führenden) Conglomerate habe ich wegen ihrer petrographischen Uebereinstimmung mit dem Culm der Nordwestseite des Kellerwaldes dem Culm zugerechnet, obgleich ich *Posidonomya Becheri* in ihnen nicht nachgewiesen habe. Sollte letztere so selten sein, dass es nicht gelingt, sie aufzufinden, so bleibt immer noch die Hoffnung, das Alter der fraglichen Schichten indirect nachzuweisen. Es finden sich nämlich in den groben Conglomeraten, welche in den Grau-

wacken vom Kahleberge bei Hundshausen auftreten, zahlreiche Kalkgerölle, in denen namentlich Korallen und Brachiopoden nicht selten sind. Vielleicht gelingt es, in ihnen leitende Versteinerungen zu finden, durch die man beweist, dass das Conglomerat zerstörte Ober- und Mitteldevonkalke enthält, mithin jünger ist als diese Kalke.

Im Buntsandstein des kartirten Gebietes ist es auch weiterhin ohne Schwierigkeiten gelungen, die untere Grenze des mittleren Buntsandsteins zu verfolgen. Die etwa 5 Meter mächtige Zone lockeren, groben Sandes und grobkörniger Sandsteine, welche unmittelbar über den thonigen, feinkörnigen Gesteinen der unteren Abtheilung dieser Formation auftritt, ist bei einigermaassen guten Aufschlüssen unverkennbar und kennzeichnet sich schon von Weitem durch hellere Färbung. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass über der grobkörnigen Bank zunächst noch 30 bis 40 Meter Gesteine folgen, welche von dem typischen unteren Buntsandstein nicht zu unterscheiden sind. Erst über diesen feinkörnigen Sandsteinen folgen weitere grobkörnige Schichten. Das beste Profil zur Erkennung dieser Lagerungsverhältnisse findet sich nördlich oberhalb des Dorfes Langendorf auf Blatt Rosenthal. Dem entsprechend wird die Grenze beider Formationsabtheilungen am leichtesten dadurch gefunden, dass man von der unteren aus kartirt. Geht man umgekehrt vom mittleren Buntsandstein aus, so entstehen leicht Zweifel über die Zugehörigkeit feinkörniger Schichten zur unteren oder mittleren Abtheilung. — An verschiedenen Punkten des Blattes Rosenthal, so namentlich an den Hängen westlich Gemünden tritt in den Grenzschichten des unteren Buntsandsteins gegen den mittleren *Gervillia Murchisoni* Geinitz auf.

In den Tertiär- und Basalt-Gebieten der östlichen Blätter würden noch folgende bemerkenswerthe Funde gemacht: Am linken Ufer der Ohe (Blatt Ziegenhain), etwa 1 Kilometer oberhalb Verna treten blaugraue Thone mit weissen Kalkknollen zu Tage, welche sandige Schichten mit verkohltem Holz überlagern. Frei in den Thonen sowohl, wie in den Kalkknollen fanden sich Bruchstücke von *Leda Deshayesiana* und von einer *Nucula*-Art.

L. Deshayesiana habe ich ferner an der Strasse und in Draingräben zwischen Pfaffenhausen und Marienrode in ähnlichen Schichten, wie an erstgenannter Fundstelle gefunden. Derartige Thone — entweder mit weissen Kalkknollen, oder mit Septarien — bilden auf den Blättern Felsberg, Homberg, Borken und Ziegenhain das Liegende der Sande und Braunkohlenquarzite. Bisher ist es mir nicht gelungen, in diesen Thonen die marinen Schichten von den Süsswasserablagerungen nach ihrer petrographischen Beschaffenheit zu trennen. Süsswasserfauna in Thonen mit weissen Kalkknollen wurde an folgenden Punkten nachgewiesen: An dem Feldwege östlich des Dorfes Dissen (Melanienthon); am Südostende des Dorfes Neuenhain (Melanienthon); oberhalb des Dorfes Stolzenbach an der Strasse nach Freudenthal (Melanienthon); in den Thongruben der Thonwaarenfabrik westlich Frielendorf (Thone mit Kalkknollen voll *Dreyssena*); Kalke mit Landschnecken fanden sich nördlich der Strasse Frielendorf-Dillich, an dem Wasserlaufe, welcher nach Dillich zu fliesst und in einer Ausschachtung an der Eisenbahn nördlich bei Spieskappel. — In der Sammlung des Herrn Seminarlehrer WILLIG zu Homberg sah ich Fussknochen einer *Equus*-Art. Nach einer gütigen Mittheilung des genannten Herrn stammen dieselben aus den gelben und weissen Sanden, welche in den Sandgruben gegenüber der Scharfsmühle bei Homberg ausgebeutet werden. — Ein sehr merkwürdiges Gestein beobachtete ich an dem Wege von Verna nach Stolzenbach an dem isolirten, bewaldeten Hügel, welcher etwa in der Mitte zwischen beiden Dörfern liegt. Dasselbe liegt über tertiären Thonen etwa in demselben Niveau, in welchem an den gegenüberliegenden Hängen die Sande den Thonen auflagern. Es wird von den das Gelände bedeckenden Braunkohlenquarziten überlagert. Es besteht zum grossen Theil aus flach elliptischen, abgerollten Blöcken von Muschelkalk jeglicher Grösse und aus den verschiedensten Horizonten stammend. Daneben finden sich Blöcke eines gelblichen Tertiärkalkes, voll von Landschnecken; ferner kleine runde Kiesel, wie sie häufig den tertiären Sanden eingelagert sind. Abgerollte Basaltstücke haben sich nicht gefunden. Das Ganze ist durch ein lockeres, sehr kalkiges Bindemittel ver-

kittet. Spuren von ähnlichen Bildungen, namentlich grosse, flach-elliptische Muschelkalkgerölle fand ich im Quellgebiete des kleinen Wasserlaufes, welcher sich westlich bei Obervorschütz in die Ems ergiesst.

Unter den mannigfachen Einschlüssen, welche die Basalt-conglomeratbildungen des Blattes Felsberg bieten, ist eine grobe conglomeratische Grauwacke erwähnenswerth, welche im Basalttuff am Südrande des Maderholzes bei Böddiger auftritt. — Das schon in der älteren Literatur erwähnte Vorkommen von in Opal versteinertem Holze asbestartigen Aussehens oberhalb des Dorfes Böddiger ist neuerdings durch Verkoppelungsarbeiten gut aufgeschlossen worden. — Am linken Ufer der Ohe oberhalb der Thonwaarenfabrik westlich Frielendorf, auf der Feldmark zwischen Frielendorf, Todenhausen und dem Sendberge, sowie ganz besonders in dem Waldgebiete zwischen Neuenhain, Michelsberg und Todenhausen werden sämmtliche Basalte von massenhaft angehäuftem Tachylit überlagert. Das Gestein selbst ist doleritisch schlackig. Der Tachylit tritt in der Weise auf, dass er die Rinde über kopfgrosser, nach dem Centrum zu unregelmässig prismatisch abgesonderter Basaltkugeln bildet. Zwischen den einzelnen Kugeln findet sich gelber Palagonit. — In dem Wasserrisse oberhalb Böddiger an der Strasse nach Dente zeigt die Unterkante des im vorigen Jahresberichte S. CI erwähnten Basaltlagers Palagonit und Tachylit.

Ueber die allgemeinen Lagerungsverhältnisse des nunmehr abgeschlossenen Gebietes ist den eingehenderen Ausführungen im vorigen Jahresberichte nur wenig hinzuzufügen. Der auf das Blatt Gilserberg entfallende südliche Vorsprung des alten Gebirges wird im Westen durch die schon auf der Chelius'schen Karte im grossen Ganzen zu erkennende Südost-, Nordwest-Verwerfung, im Süden durch eine Ost-Westliche Linie und im Osten durch eine Nord-Süd-Linie, bezeichnet, an denen das jüngere Gebirge im Westen, Süden und Osten abgesunken ist. In dem östlich angrenzenden Buntsandsteingebiete des Blattes Ziegenhain tritt bei Schlierbach ein Nord-Süd-Graben von Röth und Muschelkalk auf. Eine in gleicher Richtung über Dorheim und Michelsberg

verlaufende Verwerfung trennt auf dem Blatte Ziegenhain das Buntsandsteingebiet von der östlich davon stossenden niederhessischen Tertiärsenke.

Mittheilung des Herrn A. LEPPLA über die Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Cassel (1:80000).

Die Untersuchungen der im Sommer 1889 zum Abschluss gebrachten Uebersichtsaufnahme des 1:80000 theiligen Blattes Waldeck-Cassel wurden in drei verschiedenen, aber immerhin benachbarten Gebieten ausgeführt: 1. am Ost-Abhang des Habichtswaldes und Langenberges im Basaltgebiet, 2. im Culm- und Zechsteingebiet zwischen Stadtberge an der Diemel und dem Ederthal, 3. im Basaltgebiet am Nord-Abhang der basaltischen Hochfläche des Knüll.

Hinsichtlich der Culm-Schichten ergaben die Arbeiten einige Ergänzungen der früher mitgetheilten Beobachtungen, wenn auch an der durchzuführenden Gliederung nichts geändert wurde. So sind zunächst im Kieselschiefer am Eisenberg bei Korbach gelblichgraue, feinkrystalline, kalkige Einlagerungen bekannt geworden. In den versteinerungsführenden Schichten an der Grenze zwischen Kieselschiefer und Posidonienschiefer wurden in schwarzen dünnplattigen Kieselschiefern bei Rhena und Schweinsbühl im westlichen Waldeck noch *Orthoceras scalare*, *Phillipsia*, *Camarophoria papyracea*, *Goniatites crenistria*, sowie Crinoidenglieder gefunden. In den untersten Thonschiefern, welche unmittelbar über dem Kieselschiefer folgen, fand sich die Fauna des letzteren in viel zahlreicheren Exemplaren wieder: *Phillipsia, Goniatites crenistria, G. mixolobus, Orthoceras, Myalina, Camarophoria, Chonetes, Zaphrentis* u. s. w. Die den untersten grauen Thonschiefern eingelagerten Bänke grauen krystallinen Kalksteines bestehen stellenweise, z. B. bei Rhena, fast ganz aus Crinoiden und Bryozoen. Die Verbreitung des grauen Kalkes innerhalb des untersuchten Gebietes ist eine sehr geringe und beschränkt sich auf die von Korbach aus nordwestlich gelegenen Culmfalten. Wir hätten also wohl in den Kalken von Rhena die östlichsten Ausläufer von versteinerungsführenden kalkigen Ablagerungen des Untercarbons vor

uns. Im Culm des Ederthales und gegen Wildungen zu wurden Kalke vom Alter des vorgenannten Crinoidenkalkes gar nicht und solche aus höheren Schichten nur ganz vereinzelt und nur in Linsenform gefunden. Zahl und Arten der einzelnen Thierformen nehmen in den höheren Schichten des Culm gegen die an Grauwacken reichere Region sehr ab. Selbst *Posidonomya Becheri*, welche in den obersten Kieselschiefern in ausserordentlicher Zahl auftritt und auch in den untersten Thonschiefern noch ziemlich reichlich vorhanden ist, tritt im Bereich der Grauwacken sehr zurück. Immerhin fehlen in diesen Schichten auch Reste von Goniatiten, *Orthoceras*, *Camarophoria* und vielleicht auch *Arca* nicht.

In der unteren Stufe der mittleren Zechsteinformation, in dem sogen. Stinkkalke, wurden an mehreren Orten Versteinerungen gefunden, z. B. bei Marienhagen: *Nautilus Freieslebeni*, *Schizodus obscurus*, *Leda speluncaria*, *Pleurophorus costatus*, *Gervillia keratophaga*. Die im vorigen Bericht angeführten Formen von Marienhagen gehören ebenfalls dem sogen. Stinkkalk an, nicht wie dort angegeben wurde, dem sogen. Hauptdolomit. Auch in diesem letzteren wurden westlich Lengefeld und Nordenbeck Reste von Gastropoden und Brachiopoden nachgewiesen. Hervorheben möchte ich in Bezug auf die petrographische Ausbildung der oberen Stufe der mittleren Zechsteinformation die Thatsache, dass in einem alten Tagebau am Eckefeld bei Giershagen der sogen. Hauptdolomit am Auflager auf Oberdevon sich durch starke Geröllführung auszeichnet und sogar stellenweise zu einem Conglomerat wird. Von der Grenze gegen das Innere der Hauptdolomitverbreitung nehmen die Gerölle merklich ab; dafür kommt der Kalk in's Uebergewicht. Nur einzelne dünne Geröllagen sind auch noch 20 bis 30 Meter von der Auflagerfläche entfernt vorhanden. 1 Kilometer westlich Lengefeld wurden geringmächtige Conglomerate mit kalkigem Bindemittel als unmittelbare Unterlage des sogen. Hauptdolomit beobachtet.

Zur Ergänzung der im vorigen Bericht gegebenen Darstellung der oberen Zechsteinformation möchte ich insbesondere noch auf den vielfachen Wechsel in der Ausbildung dieser Schichtengruppe, besonders des tieferen Theiles derselben hinweisen. Ausser

rothen Letten mit Gyps, rothen plattigen Sandsteinen mit kalkigem Bindemittel, rothen Conglomeraten und plumpen Zellenkalken betheiligen sich noch graue und weisse, dichte und poröse, auch oolithische Kalksteine am Aufbau, welche den Gesteinen des sogen. Hauptdolomites oft zum Verwechseln ähnlich sind. Fehlt nun, wie es die Regel ist, in der Lettenzone jeder Aufschluss oder sind die Letten sehr wenig mächtig, so kann diese Aehnlichkeit der stellenweise 10 Meter mächtigen Kalke mit Gesteinen des sogen. Hauptdolomites verwirrend für die Altersbestimmung wirken, und nicht selten scheinen die in Rede stehenden Kalksteine von älteren Autoren den Schichten der mittleren Zechsteinformation zugerechnet worden zu sein. Die Schichtenfolgen östlich Adorf, am Wege nach Vasbek und nach Herrmannshof, zeigen jedoch mit Sicherheit, dass weisse und graue Kalke von feinporöser Beschaffenheit und ähnlichem Aussehen wie Hauptdolomit den Letten über- bezw. ihnen eingelagert sein können.

Es hat sich im weiteren Verlauf der Kartirung bei Corbach und nördlich davon gezeigt, dass die Conglomerate und Sandsteine mit kalkigem Bindemittel, welche die obere Zechsteinformation überlagern, nicht immer auf den dem Plattendolomit entsprechenden gelben Dolomiten aufruhen, sondern mit ihrer Auflagerfläche bis zu den grauen und weissen Kalksteinen über den rothen Letten herabgehen. Es fehlen also an mehreren Stellen die gelben Dolomite zwischen den mehrerwähnten Kalken und den Conglomeraten.

Aus dem im vorigen Bericht und hier Gesagten geht hervor, dass in allen Schichtengruppen der Zechsteinformation, insbesondere bei Corbach, zwischen den rein kalkigen Ablagerungen auch limnische auftreten, als Mergel, Letten, Sandsteine und Conglomerate. Die gröste Abwechslung zeigen allerdings die Gesteine der oberen Zechsteinformation. Auch die stärkste Neigung zu Uferbildungen ist ihnen eigen.

Das die Buntsandsteinformation einleitende Conglomerat erstreckt sich als regelmässiges Schichtenglied zwischen Zechsteinformation und unterem Buntsandstein bis an den nördlichen Kartenrand, bis Gembeck etwa. Von hier ab nach N., gegen Stadtberge zu, treten die Conglomerate nur örtlich und mit grossen Unter-

brechungen auf, und in der Breite von Stadtberge selbst ist nichts mehr von ihnen zu sehen.

An der Grenze des unteren Buntsandsteins gegen den mittleren, also in den obersten feinkörnigen Sandsteinen unter der ersten grobkörnigen Sandsteinzone, wurden an einigen Stellen (nördlich und nordwestlich Wellen a. d. Eder) zahlreiche Abdrücke von *Gervillia Murchisoni* gefunden, welche bisher aus diesem Horizont im nördlichen Hessen unbekannt war. Die im vorigen Bericht mitgetheilte Schichtenfolge vom unteren zum mittleren Buntsandstein und die darauf gegründete Ansicht über die Grenze beider Stufen wurde in diesem Jahre an mehreren Orten bestätigt gefunden. Sie gilt auch, wie die mit Herrn Professor Oebbeke ausgeführten Begehungen gezeigt haben, für den Buntsandstein der nördlichen und östlichen Umgebung des Knüll.

Die grossen Basaltmassen westlich des Habichtswaldes scheinen im Allgemeinen deckenförmige Ergüsse zu sein. Dasselbe möchte ich auch für die breiten Rücken auf der Nordseite des Knüll gegen das Tertiärgebiet, gegen Homberg und Frielendorf, annehmen. Insbesondere gilt dies für die auf Tertiär und Basalttuff aufruhenden Basalte. Dagegen dürfte man wohl die kleinen, kuppenartig aus dem Buntsandstein, Röth oder auch Tertiär hervortretenden Basaltvorkommen, soweit sie keine Längserstreckung besitzen, als ausgefüllte Eruptionskanäle, Stiele der Oberflächenergüsse, ansehen. Am Lammsberg westlich Volkmarsen ist ein solcher Eruptionskanal durch den Steinbruchsbetrieb aufgeschlossen. Er wird allerseits von mittlerem Buntsandstein umgeben und hat etwa 50 bis 70 Meter Durchmesser. Eine Seite der Begrenzung zeigt sich deutlich als Verwerfungsspalte.

In vielen Fällen sind unter den deckenförmigen Ergüssen Tuffe in guter Schichtung vorhanden. Neben diesen Tuffen trifft man häufig um die kleineren, isolirten Basaltvorkommnisse (z. B. am Ofenberg, westlich Wolfshagen) lockere, scheinbar ungeschichtete, sehr grobe Anhäufungen von Basaltblöcken, Olivineinschlüssen, Bruchstücken des Nebengesteines und Mineralausscheidungen (Glimmer, Hornblende u. s. w.). Das äussere Ansehen, der Mangel an Schichtung, die ungleiche Grösse der einzelnen Gesteinsbrocken

unterscheiden diese tuffartigen Gesteine von den mit Hülfe des Wassers abgelagerten geschichteten Tuffen. Im Kern dieser Anhäufungen steckt in der Regel das eigentliche Eruptivgestein. An einigen anderen Stellen (Wallenstein am Knüll, Züschen in Waldeck u. s. w.) bemerkt man kleine, zum Theil gangartige, d. h. eine vorwaltende Längserstreckung besitzende Vorkommen von wenig verkitteten, ungleich grossen Basaltbrocken und Bruchstücken des Nebengesteines, also im Allgemeinen Gesteine, welche den vorbeschriebenen tuffartigen Massen gleichstehen. Als Reste von zur Tertiärzeit auf horizontaler Unterlage abgesetzten Tuffen können diese Anhäufungen nicht angesehen werden, denn ihr heutiges Auftreten steht in keiner Beziehung zum Verbreitungsgebiet der tertiären Ablagerungen, verdanken sie vielmehr der Erosion. Auch die Längsform der Vorkommen spricht dagegen. Dasjenige von Wallenstein erhebt sich aus der Sohle eines nicht eben breiten, ziemlich tiefen Thales im Buntsandsteingebiet. Ein anderes, dasjenige am Waldrand 1200 Meter westlich Züschen, fällt unmittelbar mit einer Verwerfungsspalte zusammen. Man wird daher zu der Annahme gezwungen, dass diese Trümmerwerke von Basaltmaterial Spalten beziehungsweise Eruptionskanäle ausfüllen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass es sich mit den unmittelbar vorher beschriebenen tuffartigen Massen ähnlich verhält.

Einer besonderen Erwähnung scheint die Thatsache zu bedürfen, dass manche Basalte an den Gebirgsstörungen im einschlägigen Gebiet Theil genommen haben. So sind die Buntsandsteinschichten nördlich Oberhülsa (am Knüll) gegen Basalt verworfen; ähnlich liegen die Verhältnisse bei Steindorf (am Knüll) sowie bei den Basalttuffen westlich Burghasungen bei Wolfhagen.

Hinsichtlich der Lagerung der Schichten in dem von mir untersuchten Gebiet möchte ich auf das Auffällige des Mangels an nachweisbaren Störungen am Westrande des Habichtswaldes hinweisen. Der Hasunger Graben findet dadurch, dass die steil gestellten Muschelkalk- und Keuperschichten nach SO. bei Burghasungen und gegen Ehlen zu eine mehr normale Lagerung annehmen, eine Art Querabschluss. Im Gebiet solcher weicher Schichten, wie diejenigen des Röths und Tertiärs es sind, macht

es ohnehin Schwierigkeiten, Verwerfungen zu erkennen und festzulegen. Nur zwischen Niedenstein und Breitenbach konnte ein von S. nach N. gerichteter Abbruch des Röths und Tertiärs am mittleren Buntsandstein verfolgt werden.

Eine für die heutige Verbreitung der Zechsteinformation wichtige Verwerfung fällt mit dem Westrande des Blattes Waldeck-Cassel zusammen. Das Corbacher Zechsteingebiet bricht nämlich längs einer N.-S.-Linie von Lelbach über Lengefeld, Nordenbeck nach Immighausen an den Posidonien- und Kieselschiefern des Culm ab. Nordöstlich Lelbach folgt die Grenze der Zechsteinformation gegen den Culm dem Streichen des letzteren bis Helmscheidt, und von hier ab wendet sich die Grenze wieder nach N., ohne dass indess auch hier dieser Umstand unmittelbar einer N.-S.-Störung zuzuschreiben wäre. Wohl aber ist der Buntsandstein östlich der zuletzt bezeichneten Grenze gegen die nächstältere Formation an Verwerfungen abgebrochen, welche die Verlängerungen derjenigen von Vöhl-Berndorf darstellen und über Kanstein und Helmighausen bis zum Thal der Diemel verfolgt wurden. Die nördliche Fortsetzung der Verwerfung Niederwerbe-Sachsenhausen liess sich über Höringhausen bis Mengeringhausen nachweisen. Eine dritte Hauptstörung verläuft von Affoltern a.d. Eder über Waldeck nach Freyenhagen und Landau und betheiligt sich von Külte aus nördlich an der Grabensenkung Volkmarsen-Warburg-Willebadessen. Alle diese S.-N.-Spalten haben ein staffelförmiges Abbrechen nach Osten zu zur Folge. Zwischen den einzelnen S.-N.-Spalten stellen unter spitzem Winkel laufende Querspalten die Verbindung her.

Mittheilung des Herrn F. Beyschlag über Aufnahmen im Gebiete des Blattes Waldeck-Cassel (1:80000).

Die zur Herstellung des letzten Blattes der v. Dechen'schen Karte von Rheinland-Westfalen ausgeführten Aufnahmen fallen in den Bereich der Messtischblätter Cassel, Wilhelmshöhe, Oberkaufungen, Besse, Melsungen und Altmorschen.

Die tiefsten Schichten gehören der unteren Abtheilung des Buntsandsteins an. Dem allgemeinen, NW. gerichteten Schichten-

fallen entsprechend verringern sich die anfänglich ausgedehnten Flächenräume, in denen dies Gebirgsglied auftritt, von SO. gegen NW. immer mehr, bis gegen das Becken von Cassel, wo der Obere Buntsandstein in das Erosionsniveau der Fulda tritt. Wenig südlich und östlich des Gebietsrandes treten als Ausläufer des Richelsdorfer Gebirges die letzten Zechsteinpartien von Oberngude, Seifertshausen und Connefeld inselartig aus dem Unteren Buntsandstein hervor, während der Mittlere Buntsandstein nur in langgezogenen Firsten (Katzenstirn) oder runden Kuppen (Alheimer) die Berge krönt. Weiter Fulda abwärts, in der Gegend von Melsungen, ist die Oberflächenverbreitung beider Sandsteinstufen schon ungefähr gleich, so dass in der Regel die Thäler im Unteren Bunten verlaufen, der auch noch die unteren vielfach feldbedeckten Böschungen bildet, während die waldbedeckten höheren Bergtheile aus Mittlerem bestehen. Schichtenfaltungen und Grabenversenkungen erzeugen mehrfach Abweichungen von diesem Bilde. — Vom Zusammenfluss der Eder und Fulda an tritt der Untere Buntsandstein nur noch in kleinen Randpartien längs des Flusses hervor, der Mittlere sinkt in's Flussniveau, um bei Cassel selbst unter demselben zu verschwinden und dem Röth Platz zu machen. Weiter flussabwärts hebt sich dann von Wolfsanger an als NO.-Rand des Casseler Beckens der Mittlere Buntsandstein wieder heraus, um dann bis Münden in fast horizontaler Lagerung die Fulda zu begleiten.

Auf die Gestalt des Fuldathal-Profiles ist der Wechsel der verschiedenen Stufen von überaus deutlichem Einfluss. Während im Oberen Theile des Laufes, wo Unterer Buntsandstein das Thalgelände bildet, die Ufer mässig steil ansteigen und das Thal von mittlerer Weite, die Krümmungen des Laufes mässig stark sind, werden die letzteren im Mittleren überaus stark, während sich der Querschnitt des Thales verengt und die Wände steiler werden. Sogleich beim Eintritt in den Röth erweitert sich dann das Thalprofil in der auffälligsten Weise zum Becken von Cassel, in welchem dann auch die Gelände den schwächsten Böschungswinkel zeigen.

Aus der Weite des Casseler Beckens erheben sich nun, durch

die Fulda von S. her benagt, wallartig steil die Schichten des Muschelkalkes. Auf ihnen ist ein grosser Theil der Stadt Cassel erbaut und verdankt derselbe ihrem steilen Hervortreten aus der Casseler Senke seine landschaftlich schöne und gesundheitlich ausgezeichnete Lage. Einer OW. gerichteten, stellenweise zweiflügeligen Grabenversenkung angehörend, laufen vom Weinberg und Kratzenberg in Cassel schmale, zur Mitte des Bruches einander zugeneigte Muschelkalkstreifen bis zum O.-Fuss des Habichtswaldes, wo sie im Wilhelmshöher Park unter Tertiär und Basaltbedeckung verschwinden. Obwohl diese Grabenrichtung ihre directe Fortsetzung im Burghasunger Graben hat, ist unmittelbar am W.-Fuss des Habichtswaldes, da, wo die Triasschichten unter der Tertiärbedeckung wieder hervortauchen, keine Schichtenstörung erkennbar. — Von Cassel aus gegen O. findet der Graben seine Fortsetzung über das Eichwäldchen, Niederkaufungen nach Grossalmerode. In den gegenwärtig zugänglichen Aufschlüssen in und bei Cassel ist nur der Untere Muschelkalk vertreten. Dagegen sind bei gelegentlichen Aufgrabungen in der Stadt unfern des Ständeplatzes in der kl. Friedrichstrasse, ferner an der Ecke der Hohenzollern- und Annastrasse Gesteine zu Tage gefördert worden, welche beweisen, dass längs der Cassel durchquerenden Hauptspalte kleine, schmale streifenförmige Schollen von Oberem Muschelkalk, Keuper und Lias eingesunken liegen.

Weitaus das grösseste Interesse aller in der Gegend von Cassel verbreiteten Formationen beansprucht das Tertiär. Ihm entstammen die für die wirthschaftliche Bedeutung des Bezirkes wichtigsten Producte: die Braunkohlen, Thone, Basalte und Tuffe; an sie knüpft sich eine für die Erkenntniss der Schichtenfolge im Tertiär Mitteldeutschlands und für das Studium seiner Meeres- und Süsswasser-Ablagerungen grundlegende Literatur. — Die Materialien, aus denen sich die tertiären Ablagerungen des bezeichneten Gebietes zusammensetzen, bestehen vorwiegend aus losen Sanden z. Th. mit Geröllmassen, mehr oder minder reinen Thonen, Braunkohlen, untergeordneten Kalksteinen, welch' letztere meist nur in Form von Concretionen, seltener in dünnen Bänken auftreten, und endlich aus wenig jüngeren vulkanischen Gebirgs-

arten, den Basalten und Tuffen. Keines dieser Gesteine scheint einem bestimmten geognostischen Horizont in der Niederhessischen Tertiärformation ausschliesslich anzugehören und ist in Folge dessen keins an und für sich geeignet als leitend für die Erkenntniss des gegenseitigen Altersverhältnisses der Tertiärbildungen augesprochen zu werden. In mannichfachem Wechsel und Wiederholungen, die, ohne eine Parallelisirung von Aufschluss zu Aufschluss zu gestatten, doch eine gewisse Regelmässigkeit der Aufeinanderfolge im Grossen erkennen lassen, verbreiten sich diese Gesteine über beträchtliche Gebiete. Nicht allein in Folge der Wirkungen diluvialer und alluvialer Erosion, sondern eben so sehr als Ergebniss bereits zur Tertiärzeit eingetretener Zerstörungen und Abtragungen, stellen die Tertiärablagerungen heute unzusammenhängende Lappen verschiedener Grösse dar, welche in ihrer gegenwärtigen Verbreitung und Erhaltung vorzugsweise an Napf- oder Rinnenförmige Vertiefungen in der unterlagernden Trias geknüpft sind. Während die mittel- und oberoligocänen Meeresablagerungen ihrer Entstehung gemäss als gleichmässig flächenhaft auf grösserem Raume abgesetzte Sedimente gedacht werden müssen, deren Zusammenhang in weiter unten näher zu erörternder Weise bereits zur Tertiärzeit verloren gegangen zu sein scheint, deutet die Art der Verbreitung der Braunkohlenführenden Süsswasserablagerungen, die bald steilere, bald flachere Lagerung, das Vorkommen gleichartiger und wohl auch gleichalteriger Ablagerungen in beträchtlich verschiedenen Meereshöhen auf Absätze innerhalb praeexistirender bald engerer, bald weiterer Thäler, welche sich örtlich zu beckenartigen Kesseln und Senken erweitern. Es gilt dies in besonderem Maasse für den östlichen und nördlichen Rand unseres Gebietes, d. h. für die Gegend von Kaufungen, Grossalmerode, Stauffenberg, Landwehrhagen, Gahrenberg, Hohenkirchen etc., während gegen S. die Ablagerungen geschlossener werden und sich zu der grösseren niederhessischen Tertiärsenke von Felsberg, Homberg etc. zusammenschliessen.

Die Einflössung zahlreicher Gerölle aus dem Schiefergebirge (Kieselschiefer, Quarzit etc. des Waldeck'schen, sowie von Kreidekalkgeschieben mit *Inoceramus*, *Rhynchonella* und Feuersteinen

wahrscheinlich aus dem westfälischen oder einem an das Ohmgebirge anschliessenden Kreidegebiet) in die zwischen den Braunkohlenflötzen liegenden Sande, sowie in die jüngeren Basalttuffe, setzt Wasserabflüsse zur Tertiärzeit voraus, welche ebenfalls nicht wohl ohne erodirende Wirkungen gedacht werden können, und welche das Relief des wahrscheinlich mindestens von der Zeit des Oberen Jura bis zur Unteren Kreide als Festland liegenden Bodens hier durch Anfüllung einebneten, dort durch Ausnagung vertieften.

Auf Erosionswirkungen wahrscheinlich in der jüngeren Tertiärzeit ist es dann wohl zurückzuführen, dass in dem zu besprechenden Gebirgsabschnitt nur noch vereinzelte Schollen und Lappen der marinen mittel- und oberoligocänen Ablagerungen in den verschiedensten Höhenlagen erhalten blieben. Für die Erklärung des letzteren Verhältnisses scheint nicht lediglich die Annahme einer Wirkung dislocirender Verwerfungen zu genügen, vielmehr sind wohl neben späteren Niveauverschiebungen auch ursprüngliche Tiefen - Unterschiede in dem verhältnissmässig schmalen Meeresarme im Spiel. Macht sich doch innerhalb der einzelnen Fundpunkte oberoligocäner Versteinerungen ein gewisser Unterschied durch das Vorherrschen dieser oder jener Formen geltend. Die durch den Braunkohlenbergbau des Habichtswaldes an zahlreichen Orten aufgeschlossenen, in ihrer Umgrenzung oft weithin verfolgten sogenannten Basaltrücken sind ihrer Gestalt und Anordnung nach nichts anderes als Erosionsrinnen innerhalb der tertiären Süsswasserablagerungen, welche von Basalttuffen und zusammengeflössten Sand- und Geröllmassen erfüllt sind. In der Braunkohlengrube Stellberg bei Wattenbach fand ich vor 2 Jahren beim Befahren der Grube eine deutliche im Kohlenflötz eingeschnittene mit Sand und Kies erfüllte Erosionsrinne, welche durchaus den Eindruck eines Bachbettes machte.

Ueber das Alter der tertiären Süsswasserablagerungen der Casseler Gegend kann ein endgültiges Urtheil heute noch nicht gefällt werden. Lediglich die deutliche Lagerungsbeziehung zu mitteloligocänem Septarienthon oder oberoligocänem Meeressand ist beweisend. Danach gehören die bereits nahe dem östlichen

Kartenrande beginnenden Braunkohlenablagerungen von Kaufungen, sowie diejenigen des Möncheberges im NO. von Cassel dem Unteroligocän an, weil sie vom mitteloligocänen Septarienthon überlagert werden. Für die Braunkohlenablagerungen auf der Söhre und dem Habichtswald fehlt es bisher an derartigen sicheren Lagerungsbeziehungen und kann m. E. weder die relative Höhenlage noch auch die petrographische Beschaffenheit und Schichtenfolge innerhalb der Süsswasserbildungen als entscheidendes Merkmal für eine Altersfeststellung dienen. — Die Flora, welche in den Braunkohlenthonen und Basalttuffen des Habichtswaldes bei Gelegenheit des Abteufens des fiscalischen Maschinenschachtes am »Grossen Steinhaufen« getroffen wurde, hätte vielleicht Anhaltspunkte zur Bestimmung des relativen Alters dieser Ablagerung liefern können, aber die seiner Zeit gewonnenen Stücken sind im Privatbesitz verstreut und der Wissenschaft grösstentheils verloren. Ueber Tage sind gegenwärtig keinerlei Fundpunkte pflanzlicher Versteinerungen zugänglich.

Nach den bisher im Gebiete der Umgegend Cassels gemachten Beobachtungen neige ich zu der Vorstellung hin, dass die sämmtlichen in dieser Gegend verbreiteten, Braunkohle führenden Süsswasserablagerungen gleichen und zwar unteroligocänen Alters sind. Die z. Th. erheblich geneigten Schichten liegen, wie bereits oben ausgeführt, in einzelnen Rinnen und Kesseln, welche sich gegen S. mehr zusammenschliessen und werden bei Oberkaufungen, am Möncheberg und im Eselsgraben bei Niederzwehren von marinen Tertiärschichten bedeckt. Die letzteren sind nur in kleinen Schollen und Lappen erhalten, welche ebenso häufig auf tertiären Süsswasserablagerungen als unmittelbar auf triadischem Untergrund aufzuruhen scheinen. Gegen S., wo die vereinzelten Tertiärablagerungen sich mehr nach dem Inneren des Hauptbeckens zusammengeschlossen haben, also südlich von Guntershausen und Besse, scheint das marine Oberoligocän wiederum durch Süsswasserbildungen, denen danach wohl miocänes Alter zukommen würde, bedeckt zu sein.

Innerhalb der Süsswasserablagerungen sind die an Kalkconcretionen oft reichen Thone mit *Melania horrida* noch an einer

Reihe neuer Punkte aufgefunden worden. Namentlich gegen Besse und Felsberg hin scheinen dieselben eine beträchtlichere Verbreitung zu gewinnen. — Von besonderem Interesse ist die Auffindung einer geschlossenen Kalkbank in diesen Schichten, welche mit Steinkernen von *Limnaeus pachygaster* erfüllt ist. — Bei Besse fällt eine Ablagerung auf, welche in enger räumlicher Verknüpfung mit diesen tertiären Schichten zu stehen scheint. Es sind überaus glatt und rund geschliffene Muschelkalkgerölle, die in grosser Menge zusammengehäuft sind und von Diluvium bedeckt werden. Die Bestimmung ihrer Herkunft ist um so schwieriger als am Ostfuss der »Langen Berge«, von denen her die Wasser nach Besse fliessen, nirgends mehr Muschelkalk anstehend aufzufinden ist.

Auf den tertiären Gliedern verschiedenen Alters breiten sich abweichend gelagert und vielfach bis auf die Trias übergreifend Basalttuffe aus, denen sonach wohl ein miocänes Alter zukommen würde. Sie werden vielfach von mächtigen Basaltergüssen bedeckt oder von Gängen durchsetzt. Zu diesen demnach wohl ebenfalls miocänen Basalten rechnen die meisten Platten und Kuppen des Habichtswaldes und der »Langen Berge«. Nur auf Blatt Felsberg ist es bisher gelungen, mit Sicherheit einen innerhalb der tertiären Süsswasserbildungen liegenden Basalterguss auszuzeichnen. Zu letzterem könnten möglicher Weise gewisse lagerförmige Basalte am Nord- und Südfuss des Habichtswaldes zu zählen sein, die allerdings bezw. ihrer petrographischen Beschaffenheit sich weit mehr an jene jüngeren Basalte des Habichtswaldes als an den älteren Erguss von Böddiger bei Felsberg anschliessen.

Es würde hier zu weit führen nun die einzelnen Tertiärablagerungen nach Verbreitung, Lagerung und Zusammensetzung zu schildern. Wenngleich bereits viel Material zu solcher Beschreibung namentlich der durch Bergbau erschlossenen Gebiete zusammengebracht ist, muss dessen Veröffentlichung doch für eine geplante zusammenfassende Schilderung und für die Erläuterungen der geologischen Specialkarte zurückgelegt werden. Nur so viel sei noch erwähnt, dass man als die hauptsächlichsten

folgende getrennte Braunkohlenablagerungen in unserem Gebiete zu unterscheiden hat:

1. Das Habichtswalder Braunkohlengebiet mit seiner südlichen Fortsetzung über Hoof, Elgershausen zu den »Langen Bergen«, und über Nordshausen zum Baunsberge. Die einzelnen Gruben und Reviere bauen auf den verschieden benannten und durch die in Erosionsrinnen abgelagerten Tuffmassen (Basaltrücken) getrennten Theilen eines und desselben Kohlenflötzes. Nur im fiscalischen Förderschacht am »Grossen Steinhaufen« ist bisher ein zweites, höheres Flötz (Busse) getroffen und auf kurze Erstreckung verfolgt worden.

2. Die Braunkohlenmulde von Ihringshausen-Möncheberg.

3. Die auf der Höhe der Söhre lagernde Braunkohlenmulde des Stellbergs bei Wattenbach.

4. Die Mulde von Malsfeld-Dagobertshausen-Ostheim.

Mittheilung des Herrn E. Kayser über Aufnahmen in der Gegend von Dillenburg und Marburg.

Die im Laufe des Herbstes 1889 in der Dillgegend ausgeführten Aufnahmearbeiten haben sich auf die Umgebung der Stadt Dillenburg, auf beiden Seiten der Dill, beschränkt. An der Zusammensetzung dieses Gebietes nehmen mitteldevonische Thon- bezw. Dachschiefer mit zahlreichen darin eingeschalteten Lagern und Lagergängen von Grünstein, sodann Schalstein, Cypridinenschiefer mit begleitenden glimmerigen Plattensandsteinen und endlich Culm-Kieselschiefer Theil. Das Vorkommen des letzteren ist auf eine kleine zerrissene Mulde unmittelbar westlich von Dillenburg beschränkt. Dagegen besitzt das Oberdevon, welchem nach seinen Versteinerungen auch der Schalstein angehört, eine ansehnliche Verbreitung. Das Mitteldevon endlich, welches etwas weiter nördlich den bekannten breiten Thon- und Dachschieferzug von Wissenbach bildet, tritt bei Dillenburg nur in ein paar schmalen Bändern — stark zusammengepressten Sattelfalten — aus den umgebenden jüngeren Ablagerungen hervor. Ebenso wie die erwähnte kleine Culmmulde sind diese mitteldevonischen Schiefer

bisher ihrem Alter nach verkannt worden und daher noch auf keiner geologischen Karte zur Darstellung gelangt.

Eine ganze Reihe hora 10—11½ streichender Querverwerfungen durchsetzen die zu steilen Falten zusammengeschobenen Schichten. Die bedeutendste, mit einer ansehnlichen Querverschiebung der Schichten verbundene, läuft mitten durch das Dörfchen Eibach hindurch.

Als eine interessante Erscheinung sei endlich die ausgezeichnete, der des Basaltes ähnliche Säulenabsonderung erwähnt, welche an einer Stelle (am Wege von der Hauptkirche nach dem Schloss) an der Diabasmasse des Dillenburger Schlossberges zu beobachten ist.

In der Marburger Gegend wurde im Anschluss an die für die Herstellung des Ergänzungsblattes Cassel-Waldeck der v. Dechen'schen Karte im Kellerwalde ausgeführten Arbeiten eine Aufnahme des Wollenberges (unweit Wetter) und seiner Umgebung ausgeführt. Wenn es auch bei der weitgehenden petrographischen Uebereinstimmung, welche der Quarzit dieses ansehnlichen Berges mit demjenigen des Kellerwald-Rückens zeigt, und Angesichts der Thatsache, dass der Wollenberg genau in der verlängerten Streichrichtung des ersteren liegt, keinem Zweifel unterliegen kann, dass auch der Wollenbergsquarzit unterdevonischen Alters ist, so gelang es hier doch nicht, wie am Kellerwalde, hangende Grauwacken mit der Obercoblenzfauna nachzuweisen. Solche scheinen, ebenso wie das Mitteldevon, am Wollenberge nirgends zu Tage zu treten; vielmehr werden die Abhänge des Berges ausschliesslich von abgesunkenen Oberdevon- und Culmschichten zusammengesetzt, die beiderseits mit streichenden Verwerfungen unmittelbar an den stehengebliebenen, die Hauptmasse des Berges bildenden Unterdevon-Quarzit angrenzen. Dem Oberdevon gehört als ältestes Glied der korallenreiche (wesentlich dem des Iberges im Harze gleichalterige) Kalk von Amönau-Oberndorf an. Darüber folgt ein von grobkörnigen Diabasen begleiteter Quarzit, über welchem endlich Culm liegt, welches zu unterst aus Adinolen und Kieselschiefern, zu oberst aus mächtigen Grauwacken besteht, welche letztere in jeder Beziehung denen von Jesberg im Süden des Kellerwaldes

ähnlich sind. Mit diesem und der Wildunger Gegend hat die Wollenberg-Umgebung auch den eben erwähnten, von Diabasen begleiteten Oberdevon-Quarzit gemein. Während mir aber das Alter dieses in anderen Theilen des rheinischen Schiefergebirges unbekannten Gesteins im Wildunger Gebiete lange zweifelhaft war, und ich sogar eine Zeit lang geneigt war dasselbe dem Kellerwaldquarzit gleichzustellen, so ergiebt sich bei Amönau aus der Unterlagerung des Quarzits durch Iberger Kalk sein oberdevonisches Alter mit aller Sicherheit. Dieses Ergebniss könnte auch für den Harz wichtig werden, da nach meiner Erinnerung im Norden des Acker-Bruchberg-Rückens, welcher genau aus demselben Quarzit wie der des Kellerwaldes und Wollenberges zusammengesetzt ist, den Wildunger und Amönauer sehr ähnliche, ebenfalls von Diabasen begleitete und daher vielleicht gleichfalls dem Oberdevon angehörige Quarzite entwickelt sind.

Wie der Kellerwald, so wird auch der Wollenberg von grossen Querverwerfungen durchsetzt, die sich in auffälligen Verschiebungen der correspondirenden Schicht äussern und die auch das dem Berge im Norden vorgelagerte Rothliegende in deutlichster Weise mit verwerfen. An einer solchen, bei Caldern und Kernbach unter spitzem Winkel das Lahnthal kreuzenden Verwerfung hört der Wollenbergsquarzit in voller, bedeutender Breite auf. Jenseits, d. h. im Westen der Dislocation findet, sich überhaupt kein Unterdevon mehr: das älteste Gestein bilden hier vielmehr die mitteldevonischen, zum Theil als Orthocerasschiefer (mit *Goniatites gracilis* und *lateseptatus*, *Orthoceras* sp., *Panenka*, Tentaculiten u. s. w.) entwickelten Schiefer von Kernbach mit ihren mächtigen Diabasstöcken (Rimberg, Feiselberg u. a.). Auch weiter nach Süden und Norden zu scheint diese bedeutende Verwerfung sich noch auf weite Erstreckung hin verfolgen zu lassen.

Mittheilung des Herrn E. Holzapfel über die Aufnahmen auf Blatt St. Goarshausen.

Der südöstliche Theil des Blattes wird von Hunsrückschiefern eingenommen, der grössere Rest von den unteren Coblenzschichten, durch welche hin und wieder schmale Sattel von Hunsrückschiefern durchstossen. Im nördlichen Theile sind 4, z. Th. mehr-

fach zerrissene Züge von Quarzit vorhanden, welche im Terrain als hohe, langgestreckte Rücken markirt sind. Die Unter-Coblenzschichten bestehen vorwiegend aus Schiefern, mit eingelagerten, verschieden mächtigen Grauwacken, welche z. Th. quarzitisch werden, und dann in den tief eingeschnittenen Thälern schroffe, vorspringende Felspartien bilden (Schweizerthal bei St. Goarshausen, Loreley). Einlagerungen von Porphyroiden sind sehr zahlreich, und z. Th. weit verfolgbar. Von besonderem Interesse ist das häufige Vorkommen von Gesteinen, die dem »Weissen Gebirge« der Werlauer und Holzappeler Bergleute vollkommen gleichen. An mehreren Stellen stehen dieselben in Verbindung mit Quarzgängen, welche zuweilen Erze enthalten, wie bei Ehrenthal. Im Feuerbachthal scheint solches typisches »Weisses Gebirge« in ein dunkel gefärbtes, diabasartiges Gestein überzugehen. Vielfach, besonders wenn die Aufschlüsse schlecht sind, scheint das genannte Gestein schmale, gleichförmige Einlagerungen im Unter-Coblenz zu bilden. An mehreren Stellen am Gehänge des Rheinthales tritt indessen die gangartige Natur klar zu Tage, namentlich zwischen Ehrenthal und Kestert, bei Ehrenthal, und bei St. Goarshausen. Bei Ehrenthal enthält das Weisse Gebirge häufig bis zollgrosse Krystalle von Apatit porphyrisch eingeschlossen, deren Kanten gerundet zu sein pflegen. Daneben kommen Knöllchen eines phosphoritartigen Minerals eingeschlossen vor. Im Urbachthal wird das Weisse Gebirge wohl breccienartig, die scharfkantigen Bruchstücke sind dann durch Gangquarz verkittet. Bisher wurde dieses Gestein an etwa 25 verschiedenen Stellen (auf dem rechten Rheinufer) beobachtet. — Auf den Höhen kommt in ziemlicher Verbreitung Tertiärkies vor, doch wird derselbe meistens von weit ausgedehnten Flächen von Löss bedeckt, und kommt nur an den Rändern derselben zum Vorschein.

Mittheilung des Herrn E. Dathe über die geologischen Aufnahmen der Blätter Rudolfswaldau, Friedland und Reichenbach.

Auf dem Blatte Rudolfswaldau wurde bei der letztjährigen Aufnahme der westlichste Theil der Gneissformation, das

Carbon und Rothliegende kartirt. Beide letzteren Formationen nehmen den westlichsten Theil des Blattes ein und finden ihre Fortsetzung auf Blatt Friedland, mit dessen Aufnahme begonnen wurde. Der aufgenommene Theil der Gneissformation wird im Osten durch eine Linie bestimmt, welche in nordsüdlicher Richtung vom Nordrande der Karte, beim Wolfsberg beginnend, über den Urlenberg, die Säuferhöhen nach dem Neumannsberg bei Rudolfswaldau verläuft; die Westgrenze der Formation fällt zugleich mit der Carbongrenze zusammen und zieht sich in nordwestlicher Richtung von Rudolfswaldau über Kaltwasser, Wüstegiersdorf nach Tannhausen hin. In diesem Gebiete ist die Abtheilung der Zweiglimmergneisse vorherrschend, und nur am nördlichen Blattrande greift ein schmaler Streifen von Biotitgneissen von dem Blatte Charlottenbrunn her auf vorliegendes Blatt über; er reicht vom Wolfsberge bis nach Tannhausen. Die Gneisse wurden in beiden Abtheilungen wiederum nach ihrem Gefüge 1. in feinkörnig-schuppige und feinschiefrige (I), 2. in grob- bis breitflaserige (II) und 3. in flaserige (I/II), welch' letztere die Uebergänge zwischen I und II darstellen, unterschieden. — Als besondere Structurvarietät der grobflaserigen Zweiglimmergneisse wurden die Augengneisse abgetrennt; sie bilden zwei Zonen, wovon die eine die Fortsetzung der früher schon festgestellten Zone ist, welche von den Ottensteinen bei Glätzisch-Hausdorf im mittleren Eulengebirge über Schlesisch-Falkenberg nach den Säuferhöhen nachgewiesen wurde, und ihre Fortsetzung am oberen Nesselgrunde, am Ramenberge, an der Vereinigungsstelle des grossen und kleinen Märzbaches und am Märzbache findet.

Die zweite Augengneisszone im Hangenden wird durch grobflaserige Zweiglimmergneisse von der ersteren getrennt; sie beginnt am Heller Wasser, geht über den Langen Berg und den vorderen Ramenberg, wo sie eine rein westliche Richtung annimmt, nach Nieder-Wüstegiersdorf. — Von Einlagerungen sind in den Gneissen wenig Amphibolitlager angetroffen worden. Von Gangbildungen sind Pegmatite, Barytgänge und Felsitporphyr zu nennen.

Bemerkenswerth sind zahlreiche Felsitporphyrgänge, welche die Gneissformation nach Ablagerung des Carbons in der Nähe der

letzteren Formationsgrenze durchbrochen haben. Für diese Annahme spricht das Auftreten eines mächtigen Felsitporphyrs südlich von Rudolfswaldau, welcher daselbst aus der Gneissformation in gleicher Richtung in das Obercarbon übersetzt. — Dieser letztere, zwei Kilometer lange Gang gehört einem Gangsysteme an, das vorzugsweise in zwei ziemlich parallelen Spalten bis zum Ramenberge fortsetzt, vielfach durch nordöstliche Spalten verworfen ist und eine Länge von 5 Kilometern besitzt.

Das Carbon gehört in seinen liegendsten, auf den Gneiss ungleichförmig gelagerten Schichten, den sogenannten Schatzla'er Schichten STUR's an; nur am Silberwald bei Tannhausen sind noch Waldenburger Schichten vorhanden; über erstere folgen röthlich gefärbte Conglomerate und Arkosesandstein; sie gleichen petrographisch den Schwadowitzer und Radowenzer Schichten des böhmischen Flügels und müssen denselben bei regelmässiger Bildung des niederschlesisch-böhmischen Beckens entsprechen; nur hat man aber deren Vorhandensein bis jetzt auf der schlesischen Seite nicht angenommen. Ist meine Annahme richtig, was die Kartirung bei Waldenburg zu entscheiden haben wird, so müsste man die Grenze zwischen Rothliegendem und Carbon viel höher als bisher legen. Der Versuch hierzu ist bei der Kartirung der Blätter Rudolfswaldau und Friedland gemacht worden, und würde demnach die untere Conglomeratstufe des Rothliegenden wahrscheinlich dem Obercarbon zufallen; die Grenze wäre dorthin zu legen, wo die Conglomeratbildung aufhört, ferner über derselben Sandsteine, Kalksteine und Röthelschiefer lediglich herrschen und in gewissen Theilen des Beckens ein Uebergreifen dieser letzteren Gesteine (unteres Rothliegendes) auf ältere Carbonschichten stattfindet.

Zur unteren Stufe des Rothliegenden zählen ausser den genannten Sandsteinen, Kalksteinen, Röthelschiefern (wozu auch schwärzlich-graue Schiefer, Brandschiefer oder Walchienschiefer) hinzutreten, noch ausserdem die Eruptivstufe, eine Schichtenreihe, welche aus deckenförmigen Ergüssen von Melaphyr, Porphyrit, Quarzporphyr, blasigem Quarzporphyr und Porphyrtuff besteht. Diese Eruptivstufe ist namentlich bei Lomnitz (am Stubenberge) vollständig entwickelt, wo zwei Melaphyrdecken, die durch eine

Decke von mittelkörnigem Quarzporphyr getrennt werden, zu beobachten sind. In Lomnitz wird die untere Melaphyrdecke von einer ellipsoïdischen Partie von Quarzporphyr, dessen grösste Durchmesser 225 Meter und 175 Meter betragen, durchbrochen. Die gleiche Gesteinsbeschaffenheit, die Lage wie Form der Porphyrpartie lassen es kaum zweifelhaft erscheinen, dass man in ihr den Rest eines Eruptivschlottes, von dem die höher gelegene Decke des Quarzporphyrs aus sich ergoss, zu erblicken habe. Ueber den Melaphyrdecken folgt im Hangenden eine Decke von blasigem Quarzporphyr, die augenscheinlich aus mehreren Ergüssen besteht und eine bedeutende Mächtigkeit aufweist; das Porphyrgestein ist lichtröthlich-braun, enthält porphyrisch Quarzkörner und Krystalle und Feldspäthe, zugleich aber vielorts kleine Einschlüsse von Milchquarz, Melaphyr, Thonschiefer etc. Die Structur des Gesteins ist zum Theil blasig, zum Theil cavernös; es zieht sich in 1—2 Kilometer breitem Streifen von Lomnitz über Wüstegiersdorf bis zu den Vierhöfen hin. Porphyrtuffe sind ihm an mehreren Stellen in geringer Mächtigkeit eingeschaltet. — Dasselbe blasige Porphyrgestein ist am Königswalder Spitzberge entwickelt, wo es von einem Melaphyr, der in Dach und Sohle meist Mandelsteinbildung zeigt, unterteuft wird. Bei Crainsdorf schiebt sich ein derartiger Porphyr zwischen die untere und obere Melaphyrdecke ein, und ein ähnliches Porphyrgestein ist bei Kunzendorf am rechten Gehänge der Walditz am Scholzendorfer Thälchen aufgefunden worden.

Die Lagerungsverhältnisse des Carbons — eine specielle Gliederung in einzelnen Stufen im Gebiete der Blätter Rudolfswaldau und Friedland muss bis zur Durchführung derselben im Waldenburger Becken verschoben werden — und des Rothliegenden sind im nördlichen Theile der Blätter überaus regelmässige, bei einem Streichen von NW. nach SO. und einem Fallen von 20—30° gegen SW. folgen die beiden Formationen gleichförmig aufeinander. In der südlichen Hälfte des Blattes sind jedoch in beiden Formationen Störungen von bedeutender Länge und Grösse der Sprunghöhe vorhanden. An der äussersten Südostecke des Blattes bei Kunzendorf tritt eine grosse Verwerfung in das Kartengebiet ein, welche schon vor Jahren von mir an der

Ostseite des Gabbrozuges festgestellt wurde und deren Sprunghöhe mindestens 300 Meter beträgt. Carbon und Rothliegendes werden längs des Walditzthales bis zum Mölkener Thale in ein tieferes Niveau gebracht; Querverwerfungen ermöglichen das Absinken der Gebirgschollen. Während die Hauptverwerfung in diesem Theile nach NW. verläuft, springt südöstlich der Tinzenkoppe eine N.-S. verlaufende Verwerfung nach N. ab, welche den westlichsten Theil des Feldes der Wenzeslaus-Grube durchsetzt und die Culmgrenze bei Col. Städtisch-Eule erreicht. — Ein anderes System von Sprüngen, theils nordsüdlich, theils nordwestlich streichend, setzt sich am Südrande der Karte bis zur Col. Schulzendorf fort. Die grösste und längste der Verwerfungen wurde aber westlich dieser, von Col. Achthäuser, über Col. Fichtig, den Königswalder Spitzberg, Königswalde bis Col. Goldwiese festgelegt, wodurch ein Carbonstreifen westlich dieser in h. 10 verlaufenden Verwerfungslinie stehen geblieben, ein anderer Streifen von Rothliegendem und Carbon dagegen gesunken ist; nordöstliche und ostwestliche Querverwerfungen haben bei Goldwiese und Neu-Wüstegiersdorf das Absinken dieser Schollen von den nördlichen ungestörten Rothliegenden- und Carbon-Schichten bewerkstelligt. Zerstückelungen innerhalb der Schollen treten namentlich am Königswalder Spitzberge auf, wo die Porphyr- und Melaphyrdecken von Querverwerfungen betroffen worden sind. Ebensolche Verwerfungen wurden in der Eruptivstufe bei den Vierhöfen und Königswalde (Blatt Rudolfswaldau) sowie zwischen Lomnitz und Freudenburg (Blatt Friedland) nachgewiesen.

Auf Blatt Reichenbach befasste sich die Kartirung mit der Festlegung von den inselartig aus dem Diluvium hervorragenden Gneisspartien bei Gärtz, Faulbrück, Neudorf und Dreissighuben. Die Gneisse sind Biotitgneisse und stimmen hinsichtlich ihrer petrographischen Beschaffenheit sowie ihrer Einlagerungen mit den Gneissen des Eulengebirges überein. Bemerkenswerth ist die Auffindung von ächtem Granulit, der eine 5 — 6 Meter lange und mehrere Decimeter starke Linse im grobflaserigen, stark wellig gebogenen Biotitgneisse südlich Dreissighuben im dortigen Steinbruche bildet und neben zahlreichen kleinen Granaten reichlich

blass-bläulichen oder farblosen Cyanit (Disthen) führt; letzteres Mineral wurde auch in manchen Feldspathflasern von granatführendem Gneiss aufgefunden; als Gemengtheil des Gneisses ist das Vorkommen von Disthen bei Dreissighuben das erste in Schlesien zu nennen.

Mittheilung des Herrn G. BERENDT über wissenschaftlich neue Ergebnisse bei der Aufnahme des Blattes Stettin.

So wenig sich allerdings erwarten liess, dass wirklich neue Ergebnisse nach den namhaften Erfolgen, über die ich in Verbindung mit dem Vorschreiten der geologischen Kartenaufnahmen im Flachlande im Vorjahre berichten durfte, schon jetzt wieder zu verzeichnen sein würden, um so erfreulicher ist es, dass dennoch wenigstens für die genannten Aufnahmen neue Beobachtungen vorliegen. Es ist dies die Folge davon, dass diese Aufnahmen mit dem Betreten der Stettiner Umgegend ein Gebiet erreicht haben, in welchem das Tertiär vielfach durch die diluviale Decke hindurchleuchtet oder dieselbe gänzlich zerrissen hat.

Das Hervortreten des Tertiärs, das mehr oder weniger als eine Emporpressung desselben bezeichnet werden kann, und andererseits die Berührung des Tertiärs mit dem Diluvium sind daher auch die beiden Punkte, welche — wenigstens in dem beobachteten Umfange — als neu bei den Kartenaufnahmen im Flachlande hierher gehören und auf kurze vorläufige Besprechung Anspruch machen dürfen, ebenso wie drittens das Auftreten von Schwarzerde in der Stettiner Gegend als für diesen Theil des Flachlandes neu Erwähnung verdient.

Dennoch sehe ich mich veranlasst, von einem näheren Eingehen auf die im ersten Punkte angedeuteten Lagerungsverhältnisse des Tertiärs jetzt noch abzusehen, weil ich eine Art des Emportretens älteren Gebirges, der Kreide und des Tertiärs, aus der Stettiner Gegend bereits früher beschrieben habe [1]), während die betreffenden neueren Beobachtungen noch nicht abgeschlossen,

---

[1]) Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin enth. in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. 1884, S. 866.

namentlich noch nicht gleich weit gediehen sind. Soviel aber muss zum Verständniss des zweitgenannten Punktes, der Berührung zwischen Tertiär und Diluvium, auch hiervon schon erwähnt werden, dass das Tertiär innerhalb des Blattes Stettin, wie des nach Norden anstossenden Blattes Pölitz in einer flach sattelförmigen Aufpressung des mitteloligocänen Septarienthones besteht, welche einen Durchmesser von etwa 1 Meile besitzt.

Der Umstand, dass eine 5—8 Meter mächtige Bank des bekannten gelben Stettiner Sandes unweit des Hangenden des Septarienthones in demselben eingelagert sich findet, gestattet ein Urtheil über das allmähliche allseitige Ansteigen der Schichten des auf den ersten Blick fast ungeschichtet erscheinenden Septarienthones zur Höhe dieses Warsow-Stolzenhagener Tertiär-Plateau. Das letztere erhebt sich um wenigstens 75 Meter über die etwa 25 Meter betragende durchschnittliche Höhe der Gesammt-Hochfläche und erreicht unweit des Teufelsbruches nahe dem Nordrande des Kartenblattes Stettin mit 120,9 und 131,1 Meter Meereshöhe seine grösste Erhebung.

Ueberall an den Rändern und in den allseitig in diesen hinabführenden Schluchten und Wasserrissen zu Tage tretend, bildet der Septarienthon auf der eigentlichen Hochfläche auf grosse Strecken hin ganz oder unter nur dünner Decke die Oberfläche. Diese dünne Decke des Diluviums ist es, welche als Berührungsschicht beider Bildungen, des Diluviums und des Tertiärs, unsere Aufmerksamkeit erregt und bisher, wenigstens in so grosser Ausdehnung, bei den Aufnahmen im Flachlande noch nicht beobachtet worden ist.

Von einer blossen Bestreuung mit mehr oder weniger dicht gesäeten diluvialen Geschieben beginnend, ist nämlich der Septarienthon, oft auf weite Flächen hin in seinen obersten 2 oder 3 bis selbst 5 Decimetern bald mehr bald weniger durchknetet mit diesen Geschieben, zuweilen auch mit Spath-Grand und Sand innig gemengt, so dass er in letzterem Falle schon geradezu als ein allerdings noch immer sehr fetter Geschiebemergel bezeichnet werden darf. Dadurch aber, dass man auch in diesem Falle seinen Hauptbestandtheil sofort als den tertiären Septarienthon erkennt, welcher

in seinem Liegenden dann unmittelbar folgt, charakterisirt sich diese Decke sogleich als eine durch Aufarbeitung und Durchknetung entstandene Grenzbildung, auf welche der von Herrn WAHNSCHAFFE s. Z. eingeführte Namen »Lokalmoräne« anzuwenden sein würde.

Eine solche Lokalmoräne bedeckt mehr oder weniger regelmässig aber auch da den Septarienthon, wo die Kartenaufnahme echten Geschiebemergel als Oberflächenbildung angeben musste, nur dass sie hier nicht die Oberfläche, sondern wirklich die Zwischenschicht beider Formationen bildet. In beiden Fällen ist das Haupteigenthümliche, der wie gesagt diese Grenzbildung als solche kennzeichnende innige, ein Uebergang zu nennende Zusammenhang mit dem ungerührten tertiären Septarienthon selbst. Dadurch unterscheidet sich eine solche wirkliche Grenzbildung eben von den in gewissem Grade ähnlichen Uebergangsbildungen innerhalb des Diluviums, welche ihre Entstehung aus zerstörten Schichten älteren Gebirges mehr oder weniger deutlich erkennen lassen.

Ich erinnere z. B. an die durch beigemengte Braunkohlentheilchen tiefbraun gefärbte Ausbildung manchen Unteren Geschiebemergels, oder auch an die durch beigemengte Milchquarze u. dergl. des zerstörten Tertiärgebirges in ihrem Bestand und Aussehen völlig veränderten Diluvialsande der Lausitz und angrenzenden Gebiete, welche schon GIRARD Veranlassung gaben, dieselben als südliche Diluvialbildungen zu unterscheiden.

Da aber nun in Folge des völlig undurchlässigen Thonuntergrundes der Stettiner Lokalmoräne, welcher einen selbst bei der heutigen fleissigen Beackerung nicht gänzlich auszumerzenden Rohrwuchs hier und da mitten zwischen der Halmfrucht zur Folge hat, von jeher, und zwar schon in der Diluvialzeit beginnend, eine starke Humusbildung vielfach auf derselben stattfand, so begegnet die Aufnahme hier zwischen Elbe und Oder zum ersten Male auch der aus West- und Ostpreussen und andererseits aus der Altmark westlich der Elbe bekannten Schwarzerde.

Diese Schwarzerde, welche durchaus zu trennen ist von dem Vorkommen einer Moorerde innerhalb von Senkungen, wie

es mehr oder weniger jeder undurchlässige Boden aufweist, beschränkt sich aber auch hier, gerade wie an genannten übrigen Stellen ihres Auftretens[1]) keineswegs nur auf den Thonboden allein. Eher kann man einen solchen Zusammenhang mit dem Thon-Untergrund nachweisen. Denn fast überall, wo ausserhalb der Oberflächenverbreitung des Septarienthons, oder seiner Localmoräne, in der Nachbarschaft auch die Rinde des Oberen oder Unteren Diluvialmergel oder gar noch sandigerer Bildungen des Diluviums auf 2, 3 bis 5 Decimeter zu Schwarzerde umgewandelt ist, steckt doch — gerade wie in Westpreussen bei Mewe und Pelplin der Diluvialthon — der Septarienthon, den tieferen Untergrund bildend, unter jenen Bildungen.

Analysen geeigneter Bodenprofile, wie sie sich ebenso auf dem westlich an Stettin anstossenden Blatte Kreckow finden und von Herrn G. Müller auch dort entnommen wurden, werden das Gesagte in der Folge des Weiteren erläutern.

Mittheilungen des Herrn G. Lattermann über Aufnahmearbeiten auf den Blättern Ringenwalde und Colbitzow.

Die vor mehreren Jahren von Herrn G. Berendt begonnenen Aufnahmearbeiten auf Blatt Ringenwalde wurden in diesem Sommer zu Ende geführt.

Wie in den übrigen Theilen des Blattes ergab sich auch in dem östlichen Drittel ein starkes Ueberwiegen der oberdiluvialen und alluvialen Bildungen gegenüber dem unteren Diluvium. Die zusammenhängende Decke oberen Geschiebemergels, der mannigfach und z. Th. auf grösseren Flächen durch oberen Sand verkleidet wird, wird nur an wenigen Stellen von unterdiluvialen Bildungen: Spathsand, Mergelsand und Thonmergel, unterbrochen. Im Süden liess sich das Gebiet des alten Grimnitzsees über die Grenzen des Blattes Joachimsthal hinaus bis in die Nähe von Glambeck und Parlow hin verfolgen. Der jetzt trocken gelegte Mellnsee ist ebenfalls dem Gebiet des ehemaligen Stausees zuzurechnen. Eine wall-

[1]) Dieses Jahrbuch für 1886, S. 113 und 114.

artige Fortsetzung der Endmoränebildungen auf der W.-Hälfte des Blattes findet sich in dem neu aufgenommenen Gebiete nicht. Nur ein Feldestheil N. Forsthaus Neuhaus weist eine starke Bestreuung mit mächtigen Blöcken auf.

Blatt Colbitzow erwies sich reich an tertiären Bildungen. Theils liegen diese innerhalb der diluvialen Hochfläche natürlich zu Tage, theils sind sie durch die erodirende Thätigkeit des Wassers am Odergehänge blossgelegt. Septarienthon ist namentlich um Schmellenthin und weiter nördlich entwickelt, sodann am Odergehänge bei Vw. Wilhelmshöhe und Nieder-Zahden. Neben dem gewöhnlichen braunen, gelben oder grauen Septarienthon zeigt sich an letzterer Stelle auch ein chokoladefarbener, gekennzeichnet durch gelbe, feinsandige Ausscheidungen. Diesem kommt wahrscheinlich geologisch eine etwas höhere Stellung — über dem Stettiner Sand — zu. Die Analyse ergab $1^1/_2$ pCt. Kohle. Mehr oder weniger thonige Glimmersande (oberoligocäne Meeressande) sind mit dem Auftreten des Septarienthons örtlich eng verknüpft. Sie sind deutlich geschichtet, stellenweis von zahlreichen feinen Thonbänkchen durchzogen. Bei Vw. Wilhelmshöhe lagern sie sich in saigerer Stellung an Septarienthon an, bei Niederzahden liegen beide horizontal und werden vom Diluvium (Geschiebemergel) concordant überlagert. Beim Septarienthon gehen die Lagerungsstörungen, begünstigt durch die Plasticität des Materials, so weit, dass man ihn wohl auch — so bei Nieder-Zahden — auf oberem Geschiebemergel findet. Die märkische Braunkohlenbildung ist vertreten durch weisse Quarzkiese, die durch Kaolin verkittet sind, oder Nester von reinem Kaolin einschliessen. Sie treten, in ihrer räumlichen Ausdehnung unbedeutend, in der Umgegend von Hohen-Zahden, sodann bei Vw. Klein-Reinkendorf zu Tage.

Das untere Diluvium ist schwach entwickelt, unterer Geschiebemergel tritt überhaupt nicht zu Tage. Spathsande, in den hangenden Schichten reich an Mergelsanden und Thonmergeln, stören nur an wenigen Stellen den Zusammenhang der ausgedehnten Geschiebemergelfläche. Von Interesse sind die Erosionsbildungen am Odergehänge SO. Schöningen: Canonartige Schluchten in einem dick-

bänkigen, gleichkörnigen Diluvialsand, welcher von oberem Mergel horizontal überlagert wird. — Grand- und Geröllbildungen im unteren Diluvium erreichen eine aussergewöhnliche Mächtigkeit (bis über 15 Meter) SO. Hohen-Zahden. Die dickbänkigen Schichten sind verkittet durch ein eisenschüssiges, aus beigemengten Septarien stammendes Cement. An ihrer Basis, theilweise noch in dem unterlagernden Septarienthon eingebettet, finden sich mächtige Knollensteinblöcke, die hier jedoch keine zusammenhängende Schicht bilden.

Zwei Granddurchragungszüge durchziehen in SSW.-Richtung die Südhälfte des Blattes. Von dem einen, der bei Colbitzow beginnt, entfallen 5 Kilometer auf das Blatt, von dem anderen, der seinen Anfang bei Nadrense nimmt, 3. Ersterer ist besonders schön und regelmässig in der Nähe von Neu-Rosow ausgebildet. An dem Aufbau der Durchragungszüge sind vorwiegend geröllreiche oberdiluviale Bildungen betheiligt. Sie umschliessen mantelförmig einen Kern unterdiluvialer steilgestellter Schichten.

Der obere Geschiebemergel besitzt die normale Ausbildung, stellenweise jedoch wird er durch Aufnahme von Material aus dem Untergrund thonig oder auch mergelsandartig. Jede nennenswerthe Steinbestreuung ist an das Auftreten der Durchragungszüge gebunden. Im NO.-Winkel des Blattes zeigen sich, unabhängig von jeder Höhenlage, Bildungen von Schwarzerde auf dem Geschiebemergel. Die Analyse lässt es ausser allem Zweifel, dass sie ohne Umlagerung aus dem Mergel entstanden sind.

Was die Bildung des Oderthales betrifft, soweit es in den Bereich des Blattes fällt, so hat man dieselbe wohl hauptsächlich auf Erosion zurückzuführen. Davon zeugt die Beschaffenheit der Ufer. Stellenweise jedoch scheint der Oderlauf eine Anlehnung an vorhandene Terrainformen gefunden zu haben, z. B. um Schillersdorf und Unter-Schöningen, wo der Geschiebemergel sich bis in's Flussthal hinabzieht.

Mittheilung des Herrn M. SCHOLZ über die Aufnahmen auf der Insel Rügen.

Die Aufnahmen erfolgten im Bereiche der Blätter Vilmnitz östl. Theil, Middelhagen, Gross-Zicker mit Gross-Zicker-Höwt,

Lubkow und Bergen westl. Theil. Die im südöstlichen Theile von Rügen (Mönchgut), aber auch am ganzen Ostrande der Insel stattgehabte Vernichtung des Landes durch Abrasion in Folge der Brandung und durch Senkung ergiebt werthvolle Aufschlüsse, welche z. Th. schon in der Abhandlung im Jahrb. 1886, S. 203 ff. angedeutet werden konnten, aber durch die Aufnahmen wesentlich und vollständiger ins Licht gesetzt wurden.

Im Jahre 1889 handelte es sich insbesondere um genauere Feststellung des Küstencharacters von Mönchgut und der Granitz, sowie der letzteren Fortsetzung als schmale Heide bis in den südlichen Theil des Blattes Sagard hinein. —

Verfolgt man zunächst die Küstenränder und zwar in der Richtung von S. nach N. an dem ganz besonders zerrissenen Mönchgut bis zur Blattgrenze, so ergiebt sich Folgendes:

Das Thiessower Höwt oder Süd-Perd (nicht zu verwechseln mit der an der Ostseite des kleinen Jasmunder Bodden liegenden, in denselben hineinragenden Halbinsel Thiessow) ist dem Göhren'schen Höwt (Nord-Perd) ganz ähnlich gebaut und bildet nur eine Fortsetzung derjenigen Ablagerungen, welche von dem zwischen beiden liegenden Alluvium unterbrochen sind. Aehnlich verhält sich die Erhebung von Klein-Zicker, ferner das sehr hügelige Terrain zwischen Gross-Zicker und Gager, endlich die sog. Reddevitz, eine schmale Zunge, welche sich vom Dorf Middelhagen nach SW. zu in die Ostsee hineinerstreckt.

An dem Höhenzuge von Lobbe, südlich von und ungefähr parallel demjenigen der Reddevitz kommen Reste von Tertiär (mittleres Oligocän) vor. Obwohl sich die hier von mir früher gefundenen scheinbaren Septarien-Bruchstücke nachträglich als Bruchstücke aus einer im unteren Diluvium liegenden Thoneisensteinablagerung herausstellten, so können doch die an derselben Stelle noch auftretenden Reste eines braunkohlenartigen schwarzen Thones nur für Tertiär, und zwar für Braunkohlenbildung, gehalten werden. Der äussere Habitus dieser Kohle, welche bereits früher von Plettner, einem bekannten Braunkohlenkenner, als Knorpelkohle angesprochen wurde, spricht noch nicht für Lias- oder gar Wealdenkohle, für welche sie von Deecke wegen ihres der Bornholmer Kohle ganz gleichsehenden Habitus gehalten wurde (Deecke, Mitth.

naturw. Verein f. Neuvorp. u. Rügen 1888, S. 3). Ferner spricht auch das Vorkommen eines Glaukonit-führenden Quarzsandes bei Lobbe eher für Tertiär, als für den bisher nirgends in der Gegend, ausser in Geschieben, gefundenen Jura bezw. Wealden.

Das dem Thiessower ganz ähnliche Göhren'sche Höwt lässt kein Tertiär erkennen. Während in einen Brunnen im Dorfe Göhren noch bis 23 Meter Tiefe blaugrauer Geschiebemergel verfolgt, aber nicht durchteuft wurde, fanden sich am Höwt (Ausser, d. h. Ostseite) selbst von unten nach oben circa 30 Meter blaugrauer Moränenmergel des unteren Diluviums und über demselben circa 10 Meter aus jenem durch Oxydation entstandener gelb gefärbter Mergel gleich Lobbe. Auf diesem liegt kalkhaltiger Spathsand und erst auf letzterem der gelbe Geschiebemergel des oberen Diluviums. Für letztere Altersbestimmung entschied sich die Versammlung d. Deutsch. geol. Ges., welche das Höwt am 13. August 1889 besuchte.

An Thiessow schliessen sich ihrer Lage nach die Erhebungen von Klein-Zicker und dem sehr hügeligen Gebiet von Gross-Zicker und Gross-Zicker-Höwt an. Klein-Zicker besteht am Steilrande aus Unter-Diluvium, wie Göhren, nur seine Oberfläche ist, wie dieses, mit Ober-Diluvium bedeckt. Dasselbe ist der Fall bei den Hügeln von Gross-Zicker mit ihrem westlichen Steilrande, den durch Abrasion verkleinerten Flächen von Gross-Zicker-Höwt. Auf letzterem, d. h. dem Gebiete von Gross-Zicker bis Gager ist ein Streichen der Höhen bezw. der zwischen ihnen liegenden Thal-Einsenkungen in der Richtung von SO. nach NW. unverkennbar, welche Richtung sich auch über die Reddevitzzunge hin, z. B. in den Höhen und der Einsenkung westlich von dem zu Alt-Reddevitz gehörigen Cometbauern-Hofe, ausspricht und selbst noch auf dem Halbinsel-Zipfel am Hof Gobbin verfolgbar ist. —

Auf Blatt Putbus scheint ein Streichen der Höhen ähnlich wie auf Gross-Zicker stattzufinden, erst auf Blatt Bergen ändert sich dasselbe, indem die Höhen der hier entwickelten Moränenlandschaft zwar zwischen der Stadt und dem Rugard deutlich von SW.: NO., also entgegengesetzt demjenigen von Gross-

Zicker liegen, sich aber fächerförmig im Knotenpunkte des Rugard anordnen und nach SO. zu ebenfalls wieder entsprechend dem Streichen Gross-Zicker/Gager in der Richtung SO.: NW. erstrecken.

Die Faltungen des ganzen Gebietes fanden wahrscheinlich zugleich mit denen der Kreide in der Glacialperiode statt und die Oberflächen wurden erst später zur Zeit der Abschmelze von den Schmelz- und den späteren Tagewässern vertieft, bezw. auch die den Hauptstreichungsrichtungen SO.: NW. entgegengesetzt in der Richtung streichenden NO.: SW.-Thäler ausgearbeitet. —

An der Küste der Granitz ist fast überall dieselbe Schichtenfolge erkennbar und für die SO.-Küste, nördlich von Sellin, nur der Umstand zu berücksichtigen, dass der die Granitz bildende Decksand die Küstenprofile vielfach überrutscht hat und noch überrutscht und diese dadurch nur an einzelnen Stellen hervortreten lässt. Der Bau dieses Küstentheils entspricht, wie dies ja auch zu erwarten ist, demjenigen vom Göhren'schen Höwt.

Die schmale Haide ist nur wenige Meter über den Meeresspiegel erhoben und trägt an ihrer Aussenseite (Ostseite) Dünen von circa 3 Meter Höhe. Ihre Basis besteht aus Flintablagerungen von circa 3 Meter Stärke, soweit dies die in ihnen nur schwierig durchzuführenden Bohrungen und einzelne, zum Gewinnen von Flint für die Glasfabrikation gemachte künstliche Löcher nachzuweisen vermögen. Indessen ist es nicht unmöglich, dass diese Flintlager erheblich mächtig sind. Dies würde um so wahrscheinlicher sein, wenn man, wie ich glaube, diese Lager aus der senonen Kreide entstanden denkt, so jedoch, dass dieselben nicht etwa aus letzterer von Jasmund oder von Altenkamp her zur Quartärzeit zusammengespült sind, sondern lediglich durch Abrasion der unter Rügen ursprünglich eine Ablagerung bildenden Kreide nach erfolgter Zerstörung der letzteren liegen blieben. Zu jüngerer Zeit hat sich dieser Kreidezug wahrscheinlich von Jasmund nach S. bis Haidehof und Prora erstreckt. Er verschwindet gegenwärtig hier unter Diluvialsanden, legt sich aber im S. des Blattes Lubkow nördlich von Hof Tribberatz sowie in einer Grube zwischen Tribberatz und Dorf Carow wieder an. Wie weit er sich bis

Altenkamp fortsetzt, ist jetzt nicht zu erkennen, jedenfalls reicht an letzterem Orte die Kreide kaum $^1/_2$ Kilometer in das Ufer hinein (bis Rosengarten?) und wird dann vom Diluvium bedeckt. Die nordischen Gerölle, welche sich am Ostrande der Haide und zum Theil in den Flintlagern derselben finden, sind jedenfalls im Laufe der Zeit durch die Brandung in diese Flintlager hineingespült worden.

Die von der schmalen Haide in den kleinen Jasmunder Bodden sich hineinerstreckenden Halbinseln Bulitz im S. und Thiessow im N. erheben sich jene bis zu 30,3 Meter, diese bis 27,5 Meter und bestehen aus Diluvium, indem sie mit Oberdiluvium bedeckt sind und an den Steilrändern durch Abrasion blossgelegtes Unter-Diluvium zeigen. Desgl. hat der in seiner westl. Hälfte schon zu Blatt Bergen gehörige Pulitz, eine kleine geologisch zwischen genannte Halbinseln gehörige vom Kl. Jasmunder Bodden umflossene Ganzinsel oben bis 28,5 Meter Höhe Decksand mit oberdiluvialen Geschiebemergelschollen, während die Steilränder unterdiluvial sind. Erst am Südende von Jasmund, am Hülsenkruge, tritt an der Aussenküste die unterdiluviale Moräne auf einer kleinen Kreidekuppe hervor. —

Kehrt man jetzt von hier noch einmal auf das Gebiet des Blattes Vilmnitz zurück, dessen Osthälfte 1889 zur Aufnahme kam, so ist zunächst aus der Aufnahme der schon 1888 kartirten Westhälfte der Umstand wiederholt zu betonen, dass vor dem sonst auf Rügen ausser bei Lobbe fehlenden Tertiär in den Gruben bei Wobbanz östlich von Putbus ein fetter, graublauer Thon aufgeschlossen ist, welcher sich durch die in der Nähe am Strande vorkommenden ächten Septarienbruchstücke mit Gypskrystallen als Septarienthon erkennen lässt. Diese Septarien-Bruchstücke sind nicht zu verwechseln mit solchen Thoneisensteinschalen (vergl. das oben über Lobbe Gesagte), welche einer in der Nähe am Steilrande liegenden nur wenige Decimeter mächtigen und, wie anzunehmen, zum Unterdiluvium gehörigen sandigen Schicht angehören, die ebenfalls Bruchstücke an den Strand geliefert hat.

Die in den Rügen'schen Bodden nördlich der Having hinein-

ragende Gobbiner Landzunge lässt zur Zeit kein Tertiär entdecken. Am Burgwall südöstlich von Gobbin findet man auf der nach oben, wie am Göhren'schen Höwt zu gelben Geschiebemergel oxydirten blaugrauen Moräne des Unter-Diluviums eine Schicht von feinem diluvialthonartigen Fayencemergel, welche ihrerseits von oberdiluvialem Spathsand bedeckt wird.

Auch die Steilküste an der Having von Seedorf bis Moritzdorf muss noch zum Unterdiluvium gerechnet werden, da sie zum Theil aus Fayencemergel auf blaugrauem Geschiebemergel besteht.

Die mehrerwähnte Reddevitz-Zunge, welche im SW. in das Reddevitz-Höwt endet, bildet ihrerseits die Fortsetzung des Göhren'schen Höhenzuges und ist auf ihrer Höhe mit oberdiluvialem Geschiebemergel bedeckt, unter welchem, z. B. in einer Grube südwestlich vom genannten Ausbau von Alt-Reddevitz, kalkiger Sand aufgeschlossen ist. Das Steilufer der ganzen Zunge besteht aus Unterdiluvium, wie Göhren-Höwt, ebenso ist Reddevitz-Höwt auch selbst gebaut. —

Die Insel Vilm lässt kein Tertiär erkennen, nur Quartär. Die drei Theile grosser, mittlerer und kleiner Vilm erinnern an ein Streichen von SO.—NW., wie Gross-Zicker-Gager. Die Steilufer, z. B. das südöstliche Kochufer bestehen aus Unterdiluvium.

Die neue Bahn Lauterbach-Putbus endlich schliesst südlich von Bahnhof Putbus Unterdiluvium auf, welches in dem Blatt Putbus allmählich in den das ganze letztere Blatt bedeckenden oberdiluvialen Geschiebemergel übergeht. —

Das 1889 hauptsächlich in ihrem westlichen Theile aufgenommene Blatt Bergen ist in seinem höheren Theile (Rugardhöhe bis Patzig) Moränenlandschaft. Der flachhügelige Westtheil ist, wie Blatt Putbus, aus oberdiluvialem Geschiebemergel gebildet. —

Mittheilung des Herrn H. Gruner über die Aufnahmen des Blattes Glöwen.

Von den auf Blatt Glöwen vertretenen Ablagerungen bieten nur die tertiären und zum Theil die diluvialen einiges Bemerkenswerthe.

Das oberflächliche Vorkommen der ersteren beschränkt sich zwar nur auf vereinzelte kleine Striche zu beiden Seiten der Berlin-Hamburger Chaussee östlich von Kunow, in grösserem Umfange treten sie aber im nordöstlichen Theile des Blattes in den Senken, Rinnen oder beckenförmigen Vertiefungen, 1 bis 3,0 Meter mächtig von Diluvium oder Abrutschmassen bedeckt, auf; und da sie auch auf dem dortigen Plateau vielfältig durch Handbohrungen unter Resten von Diluvialmergel nachgewiesen werden konnten, so scheint der gesammte Kern der etwa 2 Quadratkilometer grossen Hochfläche aus Tertiär zu bestehen. Da letzteres ferner auf dem anstossenden Blatte Demertin bei Dölln und Gumtow an vielen Punkten unmittelbar zu Tage tritt, oder durch die zahlreichen Bohrungen erschlossen wurde, welche der dortige Bergbau veranlasste, so dürfte die Längenausdehnung des Tertiärs auf etwa 12 Kilometer veranschlagt werden. Ob dasselbe auf die nördlich anstossenden Blätter Lindenberg und Kolrep übergreift, lässt sich zur Zeit noch nicht feststellen, da keine Bohrungen vorliegen, es ist jedoch wegen der am Kartenrande an den Gehängen bei Beckenthin und Dölln auftretenden Tertiärablagerungen im hohen Grade wahrscheinlich.

Wie der in den Jahren 1860 bis 1865 bei Kunow umgegangene Braunkohlenbergbau ergab, verbreitet sich aber das Tertiär unter dem Diluvium nicht gleichmässig, sondern lässt sehr gestörte Lagerungsverhältnisse erkennen. Die Braunkohlenmulden besitzen hier nur geringen Umfang und enthalten ein bis zwei, seltener drei mehr oder weniger stark einfallende, in einzelnen Fällen auch völlig überkippte Flötze. Gleichen Verhältnissen begegnet man bei Dölln und Gumtow. Hier finden sich bisweilen sogen. Luftsättel, deren Entstehung der Wirkung des zur Diluvialzeit in Norddeutschland vorrückenden Gletschereises zugeschrieben werden dürfte. Damit im Zusammenhange stehen auch die abgeschliffenen Braunkohlenstücke, welche man vielfach im Deckgebirge — dem Diluvial-Mergel und -Sand oder -Grand — in jenen Gegenden anzutreffen pflegt.

Die Tertiärablagerungen des Blattes bestehen hauptsächlich aus kalkfreiem, äusserst feinkörnigem, schneeweissem, fast aus-

schliesslich aus rundlichen Quarzkörnern zusammengesetztem Sand (Formsand), lettenstreifigem Formsand, feinerem und gröberem, mit Kohlenstaub und -Stückchen vermengtem Sand (Kohlensand), glimmerreichem Quarzsand (Glimmersand), rothbrauner, glimmerhaltiger oder durch innige Beimengung von Kohle intensiv schwarz gefärbter Letten (Kohlenletten), sehr sandiger oder sandstreifiger Letten, Thon, Braunkohlenthon, lettiger Kohle (Schmierkohle) und klein- bis grossstückiger Braunkohle. Hierdurch ist das Tertiär als zur Märkischen Braunkohlenbildung gehörig charakterisirt.

Mit dem starken Einfallen dieser Tertiärablagerungen steht die eigenthümliche Erscheinung im Zusammenhange, dass östlich von Kunow die Bodenbeschaffenheit ausserordentlichem Wechsel unterliegt und ein und dieselbe Bodenart sich nur über kleinere Striche verbreitet. Wie gesagt, finden sich gewöhnlich nur 2 Braunkohlenflötze und nur ausnahmsweise 3 Flötze, wie z. B. am Plateauabhang, nahe der Karthane-Wiesen. Hier zeigte sich deutlich das Ausgehende von 2 übereinander liegenden Flötzen mit zwischengelagertem, 0,6 bis 0,9 Meter mächtigem, feinem, weissem Glimmersand. Das Liegende bildete röthlichbrauner Letten (ohne Formsand), die wieder ein zwar geringmächtiges Braunkohlenflötz, aber mit recht guter, grossstückiger Kohle einschloss. Das oberste Flötz enthielt sehr feine, sogen. »knorpelige« Kohle — ähnlich Kienborke —, aber mit guter Brennkraft (gleiche Kohle wurde auch an der Chaussee in dem zunächst dem Kartenrande liegenden Abbau gefördert); das zweite Flötz besass sehr grossstückige Kohle, und wurde die Förderung nur aus dem Grunde eingestellt, weil die Flötze zu stark nach den Wiesen hin einfielen und das Deckgebirge in stark wasserführendem Sand bestand. Ueberhaupt ist im Ganzen auf der Kunower Feldmark verhältnissmässig wenig Kohle gefördert worden, weil diese grösstentheils zu kleinstückig war und jenseits der Karthane an den Steilgehängen bei Dölln und weiterhin bei Gumtow sich solche von besserer Qualität fand, die auch des geringen Wasserflusses wegen eine leichtere und billigere Förderung gestattete.

Soweit die vorjährigen Untersuchungen festzustellen ver-

mochten, gehört die Braunkohle der Kunower Feldmark den jüngsten, obersten Bildungen, diejenige bei Dölln einer tieferen Etage an.

Die am nordöstlichen Kartenrande in der Einsenkung, unmittelbar an der Chaussee auftretende, 0,5 Kilometer lange Tertiärablagerung bildet das Liegende der oberen Braunkohlenbildung; sie enthält kein Flötz, sondern nur sogen. Schmierkohle, Kohlenlette, Form- und Glimmersand.

Auf den übrigen Hochflächen des Blattes war Tertiär nicht nachzuweisen und scheint dasselbe erst in mehr als 30 Meter Tiefe hier anzustehen, da die etwa 25 Meter tiefen, über ein Kilometer langen Kiesgruben bei Bahnhof Glöwen, ein über 20 Meter tiefer Brunnen im Abbau von Alt-Schrepkow, sowie die Steilgehänge zwischen Gr. Leppin und Kletzke nur Diluvialablagerungen erkennen lassen.

Das Diluvium ist auf dem Blatte in allen seinen Hauptgliedern vertreten. Oberflächlich am meisten Verbreitung besitzt das Untere Diluvium mit seinem blaugrauen und rothbraunen Thon- bezw. Thonmergel, Mergelsand, Fayencemergel, Geschiebemergel, Sand und Grand, die sich jedoch von denjenigen auf den bisher aufgenommenen Blättern nicht wesentlich unterscheiden.

Nur wenige Worte mögen über die Unteren Grande folgen.

Der Abtragung durch die Gewässer weniger unterworfen, sind ihre Fundpunkte gewöhnlich schon von Weitem an den steileren, vegetationslosen Kuppen sichtbar, wie z. B. der Mühlenberg bei Gr. Leppin, die 1,5 Kilometer westlich von Kunow gelegene Kieskuppe und vor Allem die »Scharfen Berge« bei Glöwen. Sie alle sind durch umfangreiche Gruben aufgeschlossen, insbesondere diejenigen bei Glöwen, welche die Kiesmassen zur Aufschüttung des hohen Eisenbahndammes bis Wittenberge und darüber hinaus lieferten, wodurch über 20 Meter tiefe und 1 Kilometer lange Grubenaufschlüsse entstanden, welche treffliche Einblicke in den mineralischen Bestand, die Lagerung und Mächtigkeit des Grandes gewähren.

In gleicher Richtung, wie die »Scharfen Berge«, finden sich auf dem anstossenden Blatte Demertin bei Zichtau 64 bis 73 Meter hohe, langgestreckte, grandige, stein- und geröllreiche Rücken und

Kuppen, die sich in dieser Weise 3,5 Kilometer weit verfolgen lassen und den Asar im südlichen Schweden resp. den Durchragungszügen in der Uckermark in Parallele gestellt werden müssen.

In Uebereinstimmung damit stehen die von dem zweiten, eben erwähnten Grandvorkommen bei Kunow sich nördlich 4 Kilometer weit bis Lindenberg (Blatt Lindenberg) ausdehnenden grand-, gerölle- und geschiebeführenden Durchragungszüge bezw. -Kämme, nämlich der Wolfshagener Berg mit den 78,9 Meter hohen Wellschen Bergen, an die sich, 2,5 Kilometer davon entfernt, alsdann der »Steinberg« anschliesst. Auffällig ist hierbei die Erscheinung, dass die zuletztgenannten Grandberge (Moränen) in nordsüdlicher, die ersteren in nordost-südwestlicher Richtung verlaufen.

Ein grosser Theil der erwähnten Kieszüge (Asarbildungen) dürfte sich unter Decken Oberen und Unteren Diluvialmergels weiterhin verbergen bezw. diese streckenweise oder in Kuppen durchragen.

4.

Personal-Nachrichten.

Am 15. Februar 1889 verstarb in Bonn das Mitglied des Kuratorium der Bergakademie, der Wirkliche Geheime Rath, Oberberghauptmann a. D. von Dechen.

Vom 1. April 1889 ab ist der bisherige Verwalter des Kartenarchivs, wissenschaftliche Secretär Halfar zum Bezirksgeologen und der bisherige Bureau-Hülfsarbeiter Bottmer zum Secretär ernannt worden.

Vom 1. October 1889 ab ist der Docent für höhere Mathematik, Professor Dr. Bertram, ausgeschieden und an seine Stelle der bisherige Privatdocent an der technischen Hochschule in Charlottenburg, Dr. F. Kötter, getreten.

Die Kulturtechniker Toellner, Hübinger und Blüthner sind ausgeschieden und der Landmesser Reimann neu eingetreten.

Der zweite Assistent im Laboratorium für Mineral-Analyse Dr. Bragard ist ausgeschieden und seine Stelle dem bisherigen Chemiker bei der chemisch-technischen Versuchsanstalt, Dr. Schröder, übertragen worden.

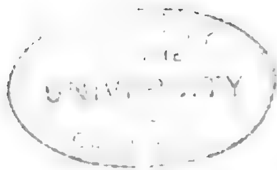
Bei der chemisch-technischen Versuchsanstalt schieden die Chemiker Schade und Dr. Jungfer aus und traten dafür die Chemiker Dr. Hampe und Otto ein.

II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.



Ueber Thalbildung im oberen Werragebiet.

Von Herrn **H. Proescholdt** in Meiningen.

(Hierzu Tafel I.)

Im Jahre 1830 veröffentlichte K. v. HOFF eine Abhandlung [1]) über die Bildung des Werrathales, der er allgemeine Betrachtungen über Thalbildung anschloss. Der hochbegabte Forscher zeigt auch in dieser Arbeit, wie weit seine Anschauungen denen seiner Zeit vorausgeeilt waren; und sie verdient deshalb der Vergessenheit entzogen zu werden, nicht allein aus historischem, sondern auch aus sachlichem Interesse, denn manche Theile derselben lesen sich, als wären sie in der Gegenwart geschrieben. K. v. HOFF gründete seine Ansichten über Thalbildung vornehmlich auf die Beobachtungen, die er am sogenannten Nadelöhr bei dem Dorfe Henfstedt, eine Stunde unterhalb Themar im Werrathal gemacht hatte. Er sah hier, wie ein altes, noch deutlich sichtbares und mit Geröllen belegtes Flussbett in grosser Serpentine um einen von der linken Thalwand auslaufenden Sporn oder Felsendamm sich herumwindet und ein neues ohne Krümmung gerade auf den Felsendamm losgeht und ihn in der Mitte durchschneidet, sodass die Werra seiner Angabe nach ungefähr 80 bis 100 Schritt weit zwischen senkrechten Felswänden fliesst und so auf dem kürzesten Wege das jenseitige alte Fluss-

---

[1]) Das Nadelöhr im Thale der Werra und Einiges über Thalbildungen. Jahrb. f. Mineral., Geol. etc. 1830, S. 421–442.

bett wieder erreicht. v. Hoff vermochte diesen Durchbruch allerdings nicht zu erklären, er weist aber nach, dass derselbe nicht durch Menschenhand geschaffen ist, ebensowenig durch ein Naturereigniss, welches nur in dem Einsinken des betroffenen Dammtheils bestanden haben könnte, da zu einer solchen Annahme die Beschaffenheit der ringsum horizontal geschichteten und an beiden Seiten sich correspondirend gegenüber stehenden Kalksteinlager keinen hinreichenden Grund geben kann. Er weist schliesslich auch darauf hin, dass die Annahme, »der oberhalb des Burgwalles (des Felsendammes) gelegene Theil des Werrathals sei in der Urzeit ein durch den Felsendamm geschlossener Landsee gewesen, und der jetzige Kanal durch den ersteren sei durch den Fluss eingeschnitten worden«, nicht zur Erklärung hinreiche. Denn die Hauptschwierigkeit der letzteren liege in dem alten Flussbette, das neben dem Damme besteht.

Daran schliesst er einen sehr interessanten Ueberblick über die Wandlungen, die die Ansichten über die Ursachen der Thalbildungen erfahren haben. Die vornehmlich von Bourguet entwickelte Erosionstheorie, die von Hutton, Playfair, Heim u. a. angenommen worden war, wurde verdrängt, als Saussure auf die Verhältnisse der grossen Längsthäler aufmerksam machte. Dieser suchte die Erklärung in einem Phänomen, das er »la grande débâcle« (Sündfluth) nannte, und das in einem plötzlichen Zurückziehen einer allgemeinen hohen Wasserbedeckung des Erdballs von den höheren Punkten in die durch Einsinken der Erdrinde entstandenen Tiefen bestand. Hierdurch sollten die Einfurchungen in den Boden bewirkt worden sein, in welchen die Flüsse ihren Lauf nehmen. Andere glaubten, dass Ströme im Innern des die Erde bedeckenden Gewässers selbst den Boden tief genug hätten einfurchen können, um ihm die Gestalt zu geben, die das trockne Land mit seinen Thälern jetzt zeigt. La grande débâcle von Saussure nahm dann Buckland auf und identificirte sie mit der Sündfluth, und als L. von Buch die Idee von der Erhebung der Gebirge von innen heraus entwickelt hatte, so glaubte man den Weg gefunden zu haben, auf welchem das Zurückziehen grösserer Wasserbedeckungen nach tieferen Stellen erklärt werden konnte.

K. VON HOFF schrieb dem von ihm angenommenen Phänomen von der Erhebung des Gebirges, ebenso dem Vulkanismus allerdings grosse Veränderungen im Laufe der Gewässer zu, aber er betont, dass Ereignisse dieser Art, welche ihrer Natur nach von verhältnissmässig kurzer Dauer und vorübergehend gewesen sein müssen, schwerlich allein vermocht hätten, den Charakter und das Wesen unserer heutigen Flussthäler und der ganzen Stromsysteme der Festländer und grossen Inseln und die gleichförmige Configuration derselben zu bestimmen. Seiner Meinung nach werden sorgfältige Beobachtungen der Eigenthümlichkeiten in der Gestalt der Thäler und in dem Laufe der Flüsse, von mehreren Gegenden verglichen, unfehlbar dahin führen, mit einiger Wahrscheinlichkeit die Grenzen der verschiedenen Wirkungen zu bestimmen, welche die Thäler gebildet haben. Seiner Auffassung sucht er in der Darstellung der Gestaltsverhältnisse des Werrathales Beweiskraft zu geben.

Dort um die Quellen der Werra kann nach seiner Meinung die Erhebung des Gebirges und die damit verbundenen Zerreissungen und Vertiefungen den kleinen Bächen ihren ersten Lauf vorgezeichnet haben. Weiterhin erklärt er es für möglich, dass die Scheidungslinie zwischen dem Buntsandstein und dem Muschelkalk, welcher der Fluss auf eine lange Strecke folgt, von oberhalb Hildburghausen bis Themar, eine ursprüngliche Depression gebildet hat, welche der Fluss aufnahm. Dagegen ist das Thal von Themar bis Meiningen, und wahrscheinlich noch viel weiter hinab, zweifellos das Werk der Erosion.

Es dürfte überflüssig sein, noch weiter auf seine Schilderung des Werrathals einzugehen, doch kann ich mir nicht versagen, das Resultat seiner Untersuchungen anzuführen. »Man wird sich durch den Augenschein überzeugen, dass die Erosion durch fliessendes Wasser diese Thäler nicht blos ausgefeilt und abgeglättet, sondern vom oberen Rande bis in den Boden der Flüsse ganz hervorgebracht hat, und dass nur einige Längenthäler, die man für älter annehmen kann als ihre Flüsse, wie auch einige Depressionen an den Flussquellen im höheren Gebirge, sowie an einzelnen zerstreuten Stellen des Flusslaufes, durch andere Kräfte entstanden sind, und dass diese nur mit dazu beigetragen haben,

die Richtung des Flusslaufes an einzelnen Punkten zu bestimmen, nicht aber sein ganzes Thal zu bilden.«

Das ist dasselbe Programm, nach dem man gegenwärtig die Thalbildung zu erklären versucht, das namentlich Supan [1]) aufgestellt hat.

7 Jahre später als von Hoff sprach Engelhardt [2]) infolge einer Verwechselung des Buntsandsteins mit Keuper die Vermuthung aus, dass das Werrathal bei Hildburghausen von einem Verwerfungsspalt durchzogen und wohl vorgebildet sei. Vorübergehend sei hier der eigenthümlichen Idee Herbst's [3]) über die Bildung der Muschelkalkthäler der Saale und Werra gedacht. Nach ihm sollten die Risse, welche beim Trocknen und nachfolgenden Erhärten der einst weichen Kalklagen entstanden wären, die Thäler vorgebildet haben. In neuerer Zeit berührte Emmrich [4]) infolge seiner eingehenden geognostischen Untersuchungen am Südrand des Thüringer Waldes die Frage der Thalbildung der Werra und ihrer Nebenflüsse. Er erkannte richtig, dass die Hauptthätigkeit der Gewässer erst nach den Basaltergüssen begann, und dass ihr letztes Resultat die gegenwärtige Gestaltung von Berg und Thal ist. »Dass auch unsere Thäler nicht als weite, klaffende Spalten entstanden sind, sondern durch ihre Gewässer ausgehöhlt wurden, beweist die auffallend geringe Tiefe, in der man bei Legung des Fundaments zu den Eisenbahnbrücken und zu Gebäuden auf die Unterlage des Schuttlandes trifft. Damit ist aber nicht gesagt, dass nicht Spalten, welche eine Folge der Erdbeben, die stets vulkanische Ausbrüche begleiten, die festen Felsmassen zerreissen konnten, dem Wasser den Weg gewiesen haben, dem sie folgen mussten.« Emmrich kam somit in der Hauptsache auf die Ansichten von Hoff's zurück.

---

[1]) Studien über die Thalbildung im östlichen Graubünden etc., Mittheilungen der k. k. geograph. Ges. Wien 1877, S. 295.

[2]) Ueber die Formation, in welcher die Tatzenabdrücke etc. Jahrb. für Mineral., Geologie etc., 1837, S. 379—384.

[3]) Jahrb. f. Mineral., Geologie etc., 1842, S. 426—427.

[4]) Programm der Realschule zu Meiningen, 1873, S. 14.

Einer anderen Auffassung begegnen wir bei Penck[1]. Es konnte diesem Forscher nicht entgehen, dass zwischen dem heutigen Lauf der Werra und den tektonischen Verhältnissen des Flussgebietes Beziehungen vorhanden sein müssen; er vermuthete sogar, dass ehemals die Werra gar nicht nach Nordwesten, sondern nach Süden abfloss.

Auch Philippson[2] erwähnt in seinen schönen Untersuchungen über Wasserscheiden das Werrathal, geht jedoch nicht näher auf die Entstehung desselben ein, sondern deutet nur an, dass die Werra zu den Flusssystemen gehöre, deren Hauptrichtung vorgezeichnet war, ehe die heutigen Relief- und Lagerungsverhältnisse zur Ausbildung kamen.

Da zur Zeit die geologische Specialaufnahme des oberen Werragebietes nahezu vollständig zu Ende geführt ist, dürfte die Untersuchung von Interesse sein, welche Beziehungen zwischen dem Verlauf des Thales und dem geologischen Bau des Landes erkennbar sind. Jedoch möchte ich erst einige allgemeine Bemerkungen vorausschicken. Abgesehen von einigen später zu erwähnenden Umständen geht aus einer Beobachtung Emmrich's hervor, dass das gegenwärtige Werrathal sehr jugendlichen Alters ist. Emmrich[3] fand an der Vorderrhön über Friedelshausen und Sinnershausen aus dem Thüringer Wald stammende Geschiebe noch zwischen 500 und 600 Meter Meereshöhe. Er erklärte das Vorkommen durch eine Massenerhebung, welche mit dem Hauptausbruch des Basaltes zusammenfällt. Es bedarf wohl keiner weiteren Erörterung darüber, dass diese Erklärung heute nicht mehr für berechtigt erachtet werden kann. Nach der jetzigen Anschauung können wir mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass zu einer Zeit, als die Berge bei Meiningen z. B. um die längst denudirten Formationsglieder des Oberen Muschelkalks und Keupers und vielleicht auch um Basaltdecken höher waren, Flüsse vom Thüringer Wald nach der Rhön hinüberliefen, dass dieselben wie die heutigen Abflüsse des Gebirges einen südwestlichen Lauf

---

[1] Länderkunde des Erdteils Europa, Lief. 11, S. 329.

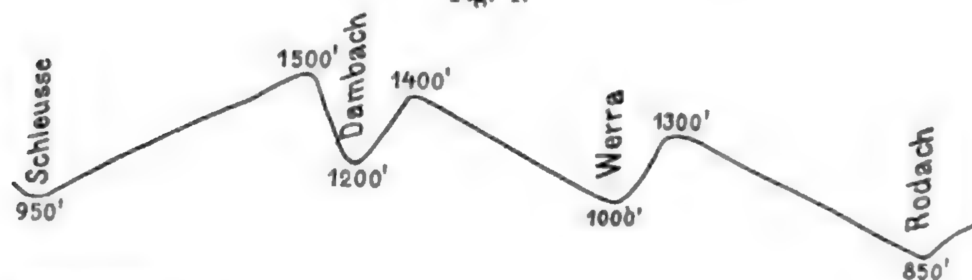
[2] Studien über Wasserscheiden, S. 141—142.

[3] a. a. O. S. 12. Diese Beobachtung bedarf übrigens der Bestätigung.

einhielten, vielleicht im ursächlichen Zusammenhang mit der älteren, den hercynischen Brüchen vorausgegangenen Faltung in nordöstlich-südwestlicher Richtung [1]).

Die Quellbäche der Werra verlassen bei Schirnrod bei Eisfeld das alte Schiefergebirge, überschreiten hier die grosse Bruchlinie und laufen nach ihrer Vereinigung in südwestlicher Richtung infolge einer Sattelbildung erst durch Wellenkalk, dann durch Röth und schliesslich wieder durch Wellenkalk nach Eisfeld. Hier stösst die Werra auf die grosse Ueberschiebung, welche in langer Erstreckung die Triasschichten am Südrand des Thüringer Waldes durchsetzt und durchbricht fast rechtwinklig zum Streichen die steil aufgerichteten und nordwestlich streichenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins und biegt dann im Röth nordwestlich um, und zwar gerade an der Stelle, an der sie auf dem linken Ufer einen Bach aufnimmt, der von Südosten kommt und von der zur Itz laufenden Lauter durch eine ausgesprochene Thalwasserscheide geschieden ist. Gegen 16 Kilometer behält die Werra die nordwestliche und westnordwestliche Richtung bei, ein breites Thal bildend, an dessen beiden Flanken rechts die Buntsandstein-, links die Wellenkalkschichten ein gleichmässiges Einfallen nach Südwest aufweisen. Das Thal ist asymmetrisch gebaut und lässt im Verein mit den nahezu parallelen Thälern der Schleuse, des Dambachs und der Rodach recht deutlich die Ungleichheit der Böschungen erkennen, welche Hilber [2]) als allgemein verbreitet

Fig. 1.



[1]) Vergl. Proescholdt, Ueber gewisse, nicht hercynische Störungen am Südwestrand des Thüringer Waldes. Dieses Jahrb. 1887, S. 332—348.

[2]) Asymmetrische Thäler. Petermann's Mittheilungen 1886, Heft IV, S. 171 bis 177.

und ursächlich bedingt bei parallel verlaufenden Thälern mit ungleich tiefer Erosionsfurche erkannt hat.

Die Asymmetrie des Werrathals ist aber an und für sich bedingt durch den Umstand, dass die Strömungsrichtung des Flusses dem Streichen der Schichten parallel ist. In einem solchen Terrain erzeugt dann die Erosion, wie von Richthofen [1]) darstellt, ein Thal, das zur Linken eine steile Wand und zur Rechten ein sanftes Gehänge hat.

Bei dem Dorfe Ebenharz nordwestlich Hildburghausen tritt die Werra aus dem Röth in den Mittleren Buntsandstein, den sie bis zum Dorfe Reurieth in sehr schmaler, seltsam gewundener Furche durchbricht. Hier wendet sie sich scharf nach Norden; das Thal folgt im grossen Ganzen einer Verwerfung, infolge deren bis Trostadt am linken Ufer Wellenkalk, am rechten Chirotheriumsandstein scheinbar horizontal anstehen. Nachdem bei Kloster Vessra die Schleuse eingeflossen ist, wendet sich die Werra nordwestlich, das Thal liegt aber noch über Themar hinaus bis zum Dorfe Henfstädt auf einer Verwerfung, sodass die beiden Thalflanken verschiedenes Gestein und auch sehr verschiedene Lagerungsverhältnisse desselben aufweisen.

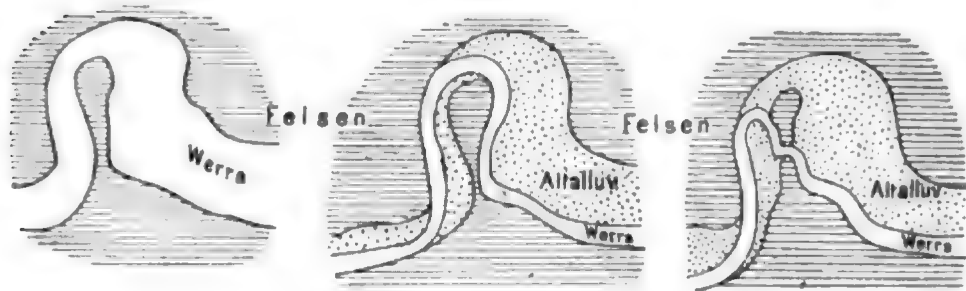
Auf der rechten werden die Schichten durch zahlreiche Bruchlinien [2]) so zu sagen zerstückelt, auf der linken liegen sie in ungestörtem Zusammenhang. Bei Henfstädt weicht das Werrathal, in dem die am weitesten nach Süden vorgeschriebene Bruchlinie verläuft, auf eine kurze Strecke rein westlich ab und kommt dadurch ausserhalb des Bereichs der Störungen. Nachdem der Fluss eine kurze Zeit im Röth geflossen, tritt er in Wellenkalk ein, dessen Bänke in scheinbar horizontaler Lagerung an den steilen Felswänden hinlaufen. So auch an dem früher erwähnten Nadelöhr, einer interessanten und leicht zu erklärenden Erosionserscheinung. Es sind hier 4 Flussthäler erkennbar, von denen die beiden jüngsten am meisten Aufmerksamkeit auf sich ziehen. Die Ent-

[1]) Führer für Forschungsreisende, S. 166.

[2]) Die Marisfelder Mulde und der Feldstein bei Themar. Dieses Jahrb. 1882, S. 190—218.

stehung des gegenwärtigen Zustandes ergiebt sich leicht aus folgenden Zeichnungen [1]):

Fig. 2.



Der Bau der Werrabahn, die durch das Felsriff läuft, hat abermals eine Flussverlegung veranlasst und dadurch die Schönheit des Nadelöhrs, so nennt man die alte Durchbruchstelle, wesentlich beeinträchtigt. Die Werra nimmt nun ihre nordwestliche Richtung wieder auf und tritt bei Vachdorf aus dem Wellenkalk wieder in Röth über, infolge des südöstlichen Einfallens der Schichten und bleibt darin bis nach Walldorf, obwohl die Schichten der Thalwände in nordöstlich streichenden Sätteln und Mulden auf- und absteigen. Bis Untermassfeld nimmt das Thal einen rein westlichen, von hier über Meiningen bis gegen Wasungen hin nördlichen Verlauf. Von Walldorf an tritt die Werra in den Mittleren Buntsandstein über, der sich unter dem Röth hervorhebt und bleibt in demselben auf sehr lange Erstreckung.

Um einen weiteren Einblick in den Charakter des oberen Werrathals zu gewinnen, ist es zunächst nöthig, Umschau über vorhandene Diluvialablagerungen zu halten. Gleich nach dem Austritt der Werra aus dem Schiefergebirge begleiten mächtige Schottermassen den Lauf des Flusses. Sie gehören den jüngsten Diluvialsedimenten an und haben weit weniger Bedeutung als die Schotterablagerung, die auf der Wasserscheide der Werra und der Itz auf der Stelzner Höhe lagert und sich 200 Decimalfuss über den Werraspiegel erhebt [2]). Sie beweist, dass zur Zeit ihrer

[1]) Vergl. Schneider, Studien über Thalbildungen der Vordereifel, S. 20.
[2]) Blatt Eisfeld, aufgenommen von Herrn Loretz.

Bildung die Wasserscheide zwischen Werra und Itz an einer anderen Stelle gelegen haben muss, wenn überhaupt eine vorhanden war. Geht man im Werrathal abwärts, so sind untere Diluvialablagerungen überall vorhanden; eine obere Diluvialterrasse, die der Schotterdecke auf der Stelzner Höhe entspricht, fehlt aber vollständig in der langen Strecke bis Reurieth. Fast 3 Kilometer südlich vom Werrathal bei diesem Ort liegen Diluvialdecken gegen 200 Decimalfuss über dem Werraspiegel; und von hier fehlen sie thalabwärts auf beiden Flanken nicht, auf dem harten Wellenkalkuntergrund immer schöner und charakteristischer erhalten, als auf dem leicht zerstörbaren Untersatz von Röthschichten. Man kann nun in dem Fehlen der oberen Diluvialablagerung von Eisfeld und Reurieth eine Zufälligkeit erblicken; es ist auch nicht ausgeschlossen, dass der im Schichtenfall des Terrains begründete asymmetrische Bau des Thales die Erhaltung von älteren Diluvialstraten unmöglich macht; immerhin ist die Thatsache auffällig. Bei weiterer Untersuchung ergab sich nun, dass die Schotter südlich und auch westlich von Reurieth nicht von der Werra, sondern von der Schleuse stammen. Es ergab sich dies zuerst aus den zahlreichen Sandsteinen des Schotters, die vielfach der Gerölle-führenden Zone angehören. Die heutige Werra durchbricht allerdings bei Eisfeld eine schmale Zone von grobkörnigem und Gerölle-führendem Sandstein, trotzdem finden sich Gesteine aus dem Horizont wegen der leichten Zerstörbarkeit nur ausserordentlich selten in den Unteren Diluvialablagerungen bei Hildburghausen und Ebenharz, vielmehr herrschen in diesem Quarze und Phyllite derart vor, dass durch dieselben einzig und allein die Ablagerungen gekennzeichnet werden. Der Durchbruch der Werra durch den grobkörnigen Sandstein bei Reurieth, der hier nur in seinen obersten Schichten zu Tage tritt und nahezu horizontal liegt, ist ohne jede Bedeutung für die betreffenden Diluvialbildungen südlich und westlich von Reurieth, da zur Zeit ihrer Entstehung das heutige Werragebiet doch um mindestens 200 Fuss höher war als jetzt, dasselbe also oberflächlich aus Röth und Wellenkalk bestand mit Ausnahme der steil stehenden Buntsandsteinzone bei Eisfeld. Ausser grobkörnigen

Sandsteinen und solchen aus der Gerölle-führenden Zone, welch' letztere unmöglich aus der Gegend von Reurieth stammen können, enthält der fragliche Schotter wenige Kiesel, Phyllite und Eruptivgesteine, Porphyrite, Melaphyre u. s. w. Die Heimath derselben ist meines Wissens nach in dem oberen Schleusegebiet zu suchen. Nach vielen sorgfältigen Vergleichen zwischen Werra- und Schleuseschotter hege ich keinen Zweifel mehr, dass die betreffenden Diluvialablagerungen von der einstigen Schleuse abgesetzt worden.

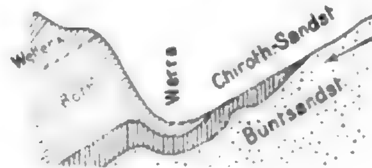
Es geht daraus hervor, dass die Schleuse älter ist als die Werra. Damit steht wohl im Zusammenhang, dass mit dem Abwärtsfallen der ersteren auch nahezu parallel die Meereshöhe des durchflossenen Gebietes fällt, während die Werra von Eisfeld an bis gegen Reurieth hin in immer höher ansteigendes Terrain hineinläuft. Die Schleuse lief damals, wie aus Diluvialablagerungen hervorgeht, westlich von Ehrenberg nach Siegritz und weiter südlich hin.

Aus der Karte (Taf. I) ist leicht ersichtlich, dass die heutige Werra z. Th. im alten Schleusebett verläuft. Sie ist ein ehemaliger Nebenfluss der Schleuse gewesen, der wahrscheinlich das gegenwärtige Werrathal in der Gegend von Hildburghausen benutzte, aber um mindestens 200 Fuss höher lief als heute. Auf diese Wahrscheinlichkeit deutet der Umstand, dass das Werrathal im geologischen Bau des Terrains vorgebildet ist. Zwar erscheint dem, der das Thal durchwandert, die Lagerung der Schichten auf beiden Thalseiten gleichmässig geneigt, wie früher erwähnt; bei der Aufnahme des Blattes Hildburghausen wurden aber auf dem rechten Ufer Lagerungsverhältnisse des Chirotheriumsandsteins beobachtet, die im Verein mit der scheinbaren, auffällig grossen Mächtigkeit des Röths auf dem linken kaum eine andere Deutung zulassen, als dass die Thalrinne z. Th. längs einer Mulde läuft, wie die beigegebene Figur 3 schematisch zeigt.

Derartige Faltungen sind in geneigten Schichten eine nicht seltene Erscheinung; bei Hildburghausen scheint nicht einmal eine örtliche Falte vorzuliegen, sondern die Mulde scheint in Verbindung zu stehen mit einer Verwerfung, die dicht bei Ebenharz im

Buntsandstein bemerkbar wird, von dem Feldstein bei Themar herkommt und die Richtung in das Werrathal einschlägt. Es ist

Fig. 3.



kaum nöthig zu erwähnen, dass die Umbiegung der Röthschichten nicht secundärer Entstehung ist, d. h. durch Unterwaschung des Flusses erfolgt ist, welcher Vorgang ja auch in Thalwänden häufig zu beobachten ist.

Fragt man nach den Factoren, welche den ehemaligen Zustand und das gegenseitige Verhältniss der Schleuse und Werra im Laufe der Zeit geradezu umkehrten, den früheren Hauptfluss zum Nebenfluss und umgekehrt den Nebenfluss zum Hauptfluss machten, so dürften diese unter den gegebenen Verhältnissen einzig und allein in der rückwärts schreitenden Erosion der einstigen Werra zu suchen sein. Der Werth der rückwärts schreitenden Erosion als Thalbildner wird sehr verschieden beurtheilt. Neumayr [1]) lehnt die Anwendung dieses Processes zur Erklärung von Durchbruchsthälern entschieden ab, Penck [2]) will ihn nur unter ganz bestimmten Voraussetzungen zulassen, Philippson [3]) dagegen tritt als Vertreter desselben auf, und neuerdings vertheidigt Hilber [4]) die Theorie der rückwärts schreitenden Erosion oder die Regressionstheorie gegen die von Tietze [5]) und Neumayr [6]) vorgebrachten Einwände. Dass die Thäler rückwärts schreiten, dürfte zur Zeit wohl nahezu allgemein angenommen werden, und ist ja auch eine

[1]) Erdgeschichte. Bd. I, S. 438.

[2]) Die Bildung der Durchbruchthäler, S. 42.

[3]) Studien über Wasserscheiden, S. 40. Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Petermann's Mittheilungen 1886, S. 67.

[4]) Die Bildung der Durchgangsthäler. Petermann's Mittheilungen 1889, S. 13—16.

[5]) Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1882, S. 685.

[6]) a. a. O.

Thatsache; Hilber hat deswegen Recht, wenn er sagt, dass die Regressionstheorie der Durchgangsthäler nicht auszuschliessen ist, da sie die Konsequenz der ersteren Theorie ist.

Die Regression der ehemaligen Werra führte nun nicht zur Bildung eines Durchgangsthales, sondern zur Anzapfung der ehemaligen Itz, die ihr mit ihrem Stromgebiet, soweit es oberhalb des Erreichungspunktes lag, tributär wurde. Philippson [1]) hat in seinen Studien derartige Flussanzapfungen so genau geschildert, dass ich nichts hinzuzusetzen vermag.

Die Wirkungen der rückwärts schreitenden Erosion der ehemaligen Werra sind besonders an der Beschaffenheit und dem Verlauf der jetzigen Wasserscheide zwischen Werra und Itz bemerkbar, die im geologischen Aufbau des Terrains gar keinen, in der Oberflächenbeschaffenheit nur theilweise Ausdruck findet. Die Main-Weserwasserscheide folgt, von der Rhön kommend, auf lange Erstreckung einem ost-südöstlich streichenden Sattel, allerdings durch Denudation und Erosion vielfach abgelenkt. Nördlich der beiden Gleichberge verflacht sich der Sattel, indem gleichzeitig aus der Sattellinie eine Bruchlinie sich entwickelt, die in eine nach Nordost gerichtete Ueberschiebung übergeht. Dieser folgt die Wasserscheide nur kurze Zeit, sie verliert dann den tektonischen Charakter vollständig und verläuft ohne Beziehung auf Schichtenstellung und Lagerung. Sie wendet sich zunächst dem linken Werraufer zu und nähert sich an manchem Ort dem Flusse bis auf 3 Kilometer. Durch Erosion zugeschärft, begleitet sie denselben im zickzackförmigen Verlauf [2]) bis nach Eisfeld hin, biegt südlich von der Stadt weit vom Thal ab und zieht in ausserordentlich grossen Vor- und Zurückbiegungen über die nordwestlich streichenden Schichten. Dann bildet sie in einem Längsthal zwischen einem zur Werra fliessenden Bach und der in die Itz sich ergiessenden Lauter, zwischen Herbartswind und Rottenbach, eine ausgezeichnete Thalwasserscheide. Thalwasserscheiden entstehen zumeist durch Anzapfung eines Flusses durch einen

[1]) Studien über Wasserscheiden, S. 55.
[2]) Vergl. Philippson, Studien über Wasserscheiden, S. 96.

anderen; von den anderen Entstehungsursachen, die Philippson[1]) und von Richthofen[2]) noch anführen, kann bei dem Bau unserer oben erwähnten[3]) nicht eine zur Erklärung herangezogen werden. Man kann in ihr also nichts anders erkennen als die Wirkung der zurückgreifenden Erosion der Werra und der erfolgten Ablenkung der Itz. Der Vorgang wird um so begreiflicher, wenn wir auf den von Loretz aufgenommenen Blättern Eisfeld und Meeder durch alte Diluvialablagerungen einen alten Flusslauf angedeutet finden, der nach der Thalwasserscheide zuführt und der alte Itzlauf ist. Die diluviale Itz lief bis Eisfeld im jetzigen oberen Werrathal und ging dann bei Steudach über die jetzige Wasserscheide hinweg nach dem Lauterthal zu und durch dieses in das heutige Itzthal.

Das gegenwärtige Itzthal verräth in dem Bau seines oberen Theiles ein sehr geringes Alter.

Von der Thalwasserscheide läuft die Main-Weserwasserscheide dann in nördlicher Richtung der früher erwähnten Ueberschiebungslinie zu und über die aufgerichteten Schichten hinweg in nördlicher Richtung an den Thüringer Wald heran, sodass sie in der Nähe des Bruchrandes desselben vom Werrafluss kaum noch 1 Kilometer entfernt liegt.

Es geht aus den dargestellten Verhältnissen mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass es einer diluvialen Werra infolge rückschreitender Erosion gelungen ist, eine diluviale Itz seitlich anzuzapfen und abzulenken, wodurch eine Verschiebung der früheren Wasserscheide und Bildung einer Thalwasserscheide eintreten musste. Durch das Wasser der Itz verstärkt, konnte die Werra mit grösserer Energie an der Herstellung ihrer Erosionsterminante arbeiten, deren Basis durch das Niveau des Eintritts in die Schleuse bestimmt war. Die Herstellung der gesetzmässigen Gefällscurve gelang der Werra noch vor der Absetzung der unteren Diluvialterrasse und nachdem es der Schleuse gelungen war, auf dem kürzesten Weg zwischen ihrer Schlinge, zwischen

[1]) a. a. O., S. 93—96.

[2]) Führer für Forschungsreisende etc., S. 693.

[3]) Vergl. Blatt Meeder, aufgenommen von Loretz.

Reurieth und Kloster Vessra, durchzubrechen. Das geht aus der Existenz von unteren Diluvialablagerungen im Werrathal bis nach Kloster Vessra hervor.

Es fragt sich schliesslich noch, wo die Wasserscheide zwischen der diluvialen Werra und diluvialen Itz lag, ehe noch die Regressionsthätigkeit der ersteren die Umgestaltung hervorrief. Es ist unmöglich, bei der stattgefundenen grossen Denudation dieselbe zu reconstruiren; aber es ist sehr wahrscheinlich, dass dieselbe nicht allzuweit von der heutigen entfernt lag. Denn den Wasserscheiden ist eine grosse Konstanz eigen, und die erste Anlage derselben scheint in einer älteren, nordöstlich gerichteten Faltung der Schichten, sowohl der Trias als auch der Schiefer des Thüringer Waldes gegeben gewesen zu sein, von der heute noch Spuren in der Umgebung von Eisfeld sichtbar sind. Ich komme auf dieselben noch zurück.

Durch die Anzapfung der diluvialen Itz ist die Werra zum Hauptfluss geworden und hat die Schleuse zum Nebenflusse degradirt. Es wäre nunmehr das Thal der letzteren auf seine Entstehung zu untersuchen. Allein dasselbe bietet kein günstiges Objekt, da es hauptsächlich im Buntsandstein bis zum Eintritt in den Thüringer Wald verläuft. Es zeigt überall den Charakter eines Erosionsthales, weist obere und untere Diluvialablagerungen auf und überschreitet spitzwinklig eine grosse Anzahl von Verwerfungen. Seine Anlage erklärt sich am besten durch das starke Ansteigen der Schichten infolge der Annäherung an den Thüringer Wald und das dadurch verursachte stärkere Gefälle.

Wenden wir uns nun zum Werrathal von dem Zusammentritt der Schleuse und Werra bei Kloster Vessra abwärts. Die früher angestellten Untersuchungen hatten das Resultat ergeben, dass das Thal anfangs eine lange Strecke längs einer Verwerfungskluft läuft, also als ein tektonisches erscheint, dann aber als Erosionsfurche angesehen werden muss, in diesem Abschnitt aber durch nordöstlich streichende Sättel und Mulden hindurchläuft, also ungefähr in folgender Weise (schematisch, siehe Fig. 4).

Trotzdem behält der Fluss im Allgemeinen seine nordwestliche Richtung bei. Was die erste Strecke anbetrifft, so lässt

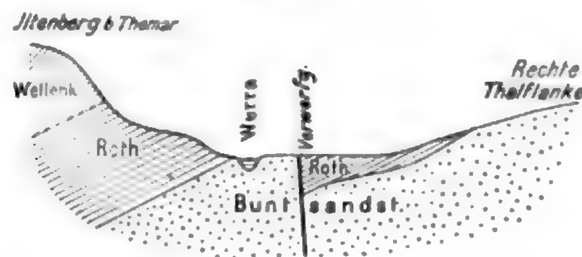
sich bei der Beschaffenheit der Verwerfung als sicher annehmen, dass das Thal hier vorgebildet war und durch die Erosion nur

Fig. 4.



vertieft worden ist. Denn das Querprofil der das Thal bildenden Schichten giebt an und für sich eine Vertiefung (Fig. 5).

Fig. 5.



Dasselbe Profil beherrscht auch die Strecke von Kloster Vessra nach Reurieth; hier steht fast in der Thalsohle noch Wellenkalk neben unterem Röth an. Verwerfungen dieser Art sind sicherlich als Thalbildner anzusehen, obgleich sie nicht als weite, klaffende Spalten auftreten. Sie rufen an und für sich längs des Streichens Vertiefungen hervor, sie gewähren auch der Erosionsthätigkeit des Wassers leichte Angriffspunkte, und sie befördern die Thalbildung, wenn sie in geneigtem Terrain entstanden sind und mit dem Gehänge laufen, wesentlich durch die in ihnen aufsteigenden Quellen, deren Wasser an der Spalte entlang der Neigung des Bodens abläuft. Auch Verwerfungen von anderem Charakter können unter solchen Umständen wohl als Thalbildner auftreten. Es ist bemerkenswerth, dass auch die Schleuse in ihrem diluvialen Lauf theilweise der Verwerfung zwischen Kloster Vessra und Reurieth, die nur die Fortsetzung der nach Themar hinziehenden ist, folgt; es ist ausserdem wichtig hervorzuheben, dass diese Verwerfungen die äussersten, d. h. die am weitesten entfernten vom Thüringer Wald, sind unter den

zahlreichen Störungen, die vom grossen Dollmar über die Marisfelder Mulde nach dem Feldstein und weiterhin ziehen.

Bei Henfstädt, kurz vor dem Nadelöhr, verlässt die Werra das tektonische Thal, wie schon erwähnt, und läuft nun, wie es scheint, in einem reinen Erosionskanal, der durch prachtvolle Diluvialterrassen ausgezeichnet ist, dahin. Aber nur scheinbar, denn wenn wir auf beiden Thalflanken den Verlauf der geologischen Horizonte verfolgen und in die Karten eintragen, so stellt sich alsbald als ganz unzweifelhaft heraus, dass die Werra inmitten einer flachen, weiten Mulde läuft, deren Schichten gegen die Tieflinie um 35 Meter einsinken. Die Mulde ist überaus deutlich zwischen Henfstädt und Vachdorf entwickelt und läuft genau parallel zu den Marisfelder Störungen, mit denen sie auch in ursächlichem Zusammenhang steht. Denn die Mulde ist offenbar nichts anderes als eine Wirkung des Tangentialschubs, der auch die tiefe Depression der Marisfelder Dislocation hervorgerufen hat.

Es läuft also die Werra bis in die Gegend von Vachdorf auch in einem tektonischen Thal. Weiter abwärts lassen sich die Verhältnisse nicht mehr so deutlich erkennen. Die Werra läuft eine Strecke rein westlich, dann nahezu rein nördlich. Wohl lassen sich auch nordwestlich streichende Falten, Sättel und Mulden erkennen, aber sie treten hier hinter den schärfer auftretenden nordöstlichen Faltungen zurück und kreuzen sich mit denselben. Es ist schwierig zu entscheiden, ob die aus dem Zusammenwirken dieser beiden Richtungen resultirende dritte Richtung, die die Werra grösstentheils innehält, in ursächlichem Zusammenhang mit der Thalrichtung steht, da diese auch durch das Einmünden grösserer Nebenflüsse, wie der Hasel, bedingt sein kann.

Versuchen wir nun unter Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse der Gegend, einen Einblick in die Geschichte der Entstehung des oberen Werrathals zu gewinnen. Es ist im Jahre 1888 von mir [1]) darauf hingewiesen worden, dass Nordostfranken von 2 tektonischen Richtungen beherrscht wird. Die ältere, in

[1]) Ueber gewisse nicht hercynische Störungen etc. Dieses Jahrb. 1887, S. 332—348.

nordöstlichem Streichen verlaufend, äussert sich hauptsächlich in Sattel- und Muldenbildungen und entstand im wesentlichen zu einer Zeit, als der Thüringer Wald noch nicht als Horst emporragte. Als dann Franken sich von dem Gebirge ablöste und in die Tiefe sank, entstanden gleichzeitig in dem sinkenden Gebiet jene lang ausgezogenen, nordwestlich streichenden Dislocationen, Ueberschiebungen, Brüche, Mulden u. s. w. Sie erzielten im Allgemeinen das Resultat, dass die Schichten um so tiefer sanken, je weiter sie vom Thüringer Wald entfernt waren. Dadurch erhielten die von dem Gebirge ablaufenden Gewässer die Neigung, sich möglichst weit davon zu entfernen, wurden aber in ihrem Lauf beeinflusst durch die Niveauverschiedenheit infolge der älteren Querfaltung in nordöstlicher Richtung. Die Schichten steigen, wie früher gezeigt [1]), aus der Umgebung von Benshausen, Meiningen u. a. O. nach Südosten in die Höhe und erreichen in der weiteren Umgebung von Schleusingen bei ungestörter Lagerung eine ungegewöhnliche Meereshöhe, senken sich aber weiter nach Südosten wieder. Es liegt also in dieser Gegend ein alter Sattel vor, und es entspricht ganz und gar der überall vorgefundenen Constanz der Wasserscheiden, wenn wir sehen, dass dieser Sattel in der Nähe der heutigen Wasserscheide zwischen Itz und Werra liegt. Denn es ist nicht anzunehmen, dass die Denudation bei fast horizontalem Schichtenbau Niveaudifferenzen, wie sie von derselben Schicht bei Schleusingen und Benshausen vorliegen (gegen 250 Meter), vollständig vernichtet oder gar umkehrt, und es darf dieser Sattel als alte Wasserscheide angesehen werden. Sie gab den Gewässern die Tendenz, nach Nordwesten und auf der anderen Seite nach Südosten abzulaufen. Dieser doppelten Neigung des Terrains, der vom Thüringer Walde her nach Südwest und der von der Wasserscheide her nach Nordwest gerichteten, entsprachen die Gewässer am einfachsten dadurch, dass sie die äusserste, d. h. die am tiefsten gelegene natürliche Rinne zum Ablauf benutzten, welche die jüngeren im hercynischen Sinn wirksamen tektonischen Kräfte geschaffen haben. Und darin finden wir auch die Werra

[1]) Ebenda, S. 337.

in ihrem Oberlauf. Freilich erhebt sich sogleich der Einwurf, wieso der Fluss die auf- und absteigenden Schichten der nordöstlichen Falten durchlaufen kann, ohne von seinem nordwestlichen Wege abzuweichen. Der Vorgang erinnert an die Bildung der epigenetischen Erosionsthäler von Richthofen's [1]) und muss in entsprechender Weise erklärt werden. Man kann sich vorstellen, dass die nordöstlichen Falten durch Abrasion oder durch Denudation mehr oder minder ausgeebnet waren, ehe die im hercynischen Sinn wirksamen Kräfte ihre Thätigkeit begannen.

Es wäre von Interesse, noch weitere Untersuchungen anzustellen, ob zwischen dem ferneren Verlauf des Werrathales und dem tektonischen Bau des durchflossenen Terrains Beziehungen nachweisbar sind. Diese Untersuchungen sind indessen hinauszuschieben, bis die einschlägigen geognostischen Blätter veröffentlicht sind; vielleicht ist dann auch die Zeit gekommen, sich an die Lösung mancher Fragen betreffs der Thalbildung der Werra zu wagen, die sich aufdrängen und noch keine genügende Beantwortung gefunden haben.

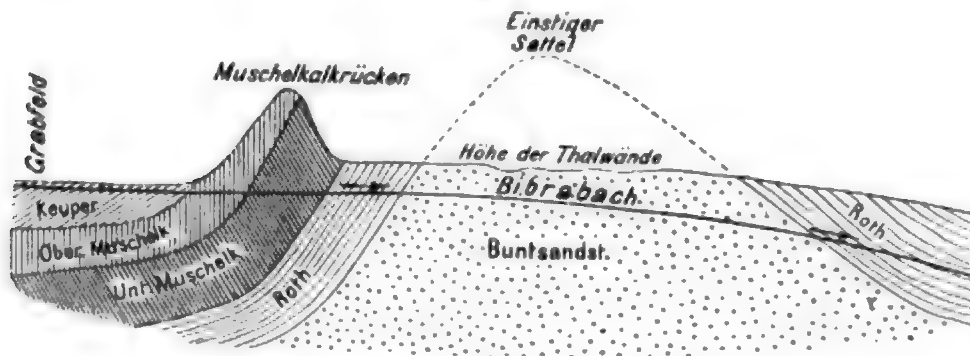
Hieran möchte ich noch einige Bemerkungen über die Thalbildung an der Main-Weserwasserscheide knüpfen. 1882 besprach ich [2]) die Thalbildung des Bibrabachs bei Rentwertshausen, der eigenthümliche hydrographische Verhältnisse zeigt. Damals hatte ich die Vermuthung, dass der Bach ehemals umgekehrt geflossen sei, dass aber durch Entstehung eines Sees in seinem jetzigen Quellgebiet die Möglichkeit gegeben worden sei, seinen Lauf zu verändern. Die letztere Ansicht vermag ich heute nicht mehr zu theilen. Die Wasserscheide wird von mehreren ausgezeichneten Durchbruchsthälern durchsetzt, die bis auf eine Ausnahme nach Süden, also dem Main zu, ausmünden. Ich erwähne hier namentlich die merkwürdige Schlucht am Westabhang des höchsten Punktes der Wasserscheide, des Grosskopfes, deren Ausgangspunkt gegen 120 Meter niedriger liegt als die Höhe der durchbrochenen Felswände beträgt. Der erstere liegt im Buntsandstein,

[1]) Führer etc. S. 174.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft 1882, S. 674.

die letzteren bestehen aus steil aufgerichteten, südlich fallenden Muschelkalkschichten; das Phänomen erklärt sich in überzeugender Weise dadurch, dass das Quellgebiet der Schlucht, der Buntsandstein, in weit grösserem Maasse den Einwirkungen der Denudation und Erosion unterliegt, als die Muschelkalkschichten, sodass es erniedrigt wurde gegenüber den letzteren. Die Einfurchung der Schlucht aber hatte begonnen, als der Buntsandstein infolge der Sattelstellung noch über den Kalkschichten hervorragte, der Zug der Gewässer ist aber bis heute geblieben. Auf derartige Bildung von Durchbruchsthälern, die Penck [1]) geologische Gefällsthäler nennt, hat zuerst Gümbel [2]) aufmerksam gemacht (Hilber's Superformationstheorie [3]). Sie giebt in dem gegebenen Falle die einfachste und natürlichste Erklärung; weder die Antecedenztheorie, noch die Spaltentheorie, noch die rückschreitende Erosion Rütimeyer's und Löwl's genügen. Anders sind die Verhältnisse des Bibrabaches. Er läuft nicht nach Süden, sondern nach Norden der Werra zu, seine Quelle liegt weder auf dem First des Muschelkalkrückens, noch in der Nähe der alten Sattellinie, sondern weit draussen in der Ebene des Grabfeldes. Die Verhältnisse erscheinen im Profil (Fig. 6) folgendermaassen:

Fig. 6.



Es stellt sich dann die Bildung des Thales des gegenwärtigen Bibrabaches in mehreren Phasen dar.

---

[1]) Die Bildung der Durchbruchsthäler, S. 50.

[2]) Bavaria, IV. Bd., XI. Heft, S. 11.

[3]) Die Bildung der Durchgangsthäler. Petermann's Mitth. 1889, Heft 1, S. 12.

Erste Phase: Von dem First des ehemaligen Sattels lief ein Gewässer nach dem Grabfeld zu und schnitt sich in die Muschelkalkbänke an, ein zweites, entgegengesetztes lief nach der Werra zu und wegen der grossen Nähe und relativ tiefen Lage derselben mit stärkerem Gefäll.

Zweite Phase: Durchbrechen des Sattels und der Wasserscheide infolge rückschreitender Erosion des nach Norden ablaufenden Baches. Der Buntsandstein wird infolge seiner leichten Zerstörbarkeit durch Denudation und Erosion weit mehr fortgewaschen als der widerstandsfähige Muschelkalk, daher Herausbildung eines Muschelkalkrückens und Verlegung der Wasserscheide auf denselben.

Dritte Phase; Angriff des nach Norden zur Werra gehenden Baches auf die neue Wasserscheide infolge rückschreitender Erosion, Durchbruch derselben in dem in der ersten Phase gegrabenen Kanal und Einziehen eines Theiles des Grabfeldes zum Werragebiet. Es kommt hier nicht zur Bildung einer Thalwasserscheide, sondern zur Entstehung eines Bachbettes, das in seinem Oberlauf fast gar keine Neigung hat, denn der Bibrabach hat in den ersten 10 Kilometern seines Laufes ein Gefälle von 1 : 666 und erst, nachdem er die Rentwertshäuser Furche passirt, bekommt er ein für den Oberlauf entsprechendes Gefäll von 1 : 94.

Hierzu ist noch zu bemerken, dass der Durchbruch des Muschelkalkrückens bei Rentwertshausen vielleicht gefördert worden ist durch das Zusammenfallen mit einer Spalte, die sich nicht an Ort und Stelle, sondern nördlich davon nachweisen lässt und in genetischem Zusammenhang mit dem tektonischen Bau des Sattels steht, worüber an anderem Ort zu berichten sein wird. Zu der Spalte hat aber sicherlich das in der Furche auftretende Orbelloch Beziehung. Man bezeichnet damit Löcher [1]), durch welche bei Ueberschwemmungen das Wasser in die Tiefe versinkt und bei dem Schichtenfall dem Main unterirdisch zulaufen muss.

[1]) Emmrich, Zur Geologie der Umgegend u. s. w. Realschulprogramm 1876, S. 15. Bei dem Bau der bayrischen Bahn wurden dieselben möglichst ausgefüllt.

Ueber einige Carbonfarne.

Von Herrn **H. Potonié** in Berlin.

(Hierzu Tafel II—V).

1. **Hymenotheca Dathei** n. gen. et sp.

Taf. II, Fig. 1a—c.

Der Habitus der *Hymenotheca Dathei* ist der der lebenden Hymenophyllaceen. Die Blätter machen den Eindruck, als wenn sie sehr zart gewesen sein müssten, so dass man gern glaubt, dass das Gewebe der Blattfläche nur einzellschichtig gewesen ist; die Nerven hingegen treten, wie das bei der Festigkeit und Vielzellschichtigkeit derselben bei den Hymenophyllaceen zu erwarten ist, scharf und erhaben hervor. Die Blätter sind mehrfach-gefiedert. Die Läppchen letzter Ordnung sind breit-lineal bis länglich oder etwas lanzettlich, nach ihrem Gipfel zu meist etwas verbreitert und stumpf und tragen hier einen kugeligen, stark erhaben-vortretenden Sorus, von welchem ein Nerv ausgeht, der sich gabelig mit dem Nerven des Nebenläppchens vereinigt.

Die ganzen Fiedern zweiter Ordnung zeigen sich überhaupt dichotom gebaut, denn auch der etwas flexuose Hauptnerv einer solchen Fieder macht durchaus den Eindruck sympodialen Aufbaus. Im Uebrigen giebt unsere Abbildung am besten Aufschluss über den Bau und das Aussehen der *Hymenotheca Dathei*. Ich habe die beiden zur Verfügung stehenden Stücke auf der Tafel II so zusammengelegt, wie die beiden grössten Blattreste auf denselben sich zu einem vollkommenen Blatt ergänzen können.

Die für die Bestimmung unseres Restes als Hymenophyllacee ausschlaggebenden Daten — nämlich der Bau der Sori und Sporangien — lassen sich an unseren Resten leider ebenso wenig constatiren wie nach der Meinung F. Heyer's (Botan. Centralblatt XIX (1884) p. 394), Solms-Laubach's (Einl. in die Palaeophytologie 1887, p. 157) und A. Schenk's (die fossilen Pflanzenreste 1888, p. 37) an den von Schimper untersuchten Exemplaren von *Hymenophyllum Weissi* Schimper. Da aber das, was sich constatiren lässt, alles nur für, nichts gegen eine Hymenophyllacee spricht, ja der Habitus unserer Pflanze sogar wahrhaft auffallend dem mancher Hymenophyllum- und Trichomanes-Arten gleicht, so dürfte man wohl berechtigt sein, die neue Art vorläufig zu dieser Gattung zu stellen.

Auch ich habe an dem aus der Weiss'schen Sammlung stammenden Stück von *Hymenophyllum Weissi* aus der Steinkohlenformation bei Engeberg bei Saarbrücken (legit Jordan) vergeblich den Sorus-Bau zu ergründen versucht. (Taf. II, Fig. 2a u. b.) Ich finde in den Enden der Blattläppchen nur lang-elliptische Eindrücke, die feine Querstreifung zeigen, während das übrige Blattparenchym eine glatte Oberfläche aufweist. Hier und da nimmt man in der Längsachse der Ellipse als Fortsetzung des Nerven einen strichförmigen — vielleicht von einer Columella geschaffenen — Eindruck wahr. Auch hier spricht daher alles nur für nichts gegen die Bestimmung als Hymenophyllacee. Um aber nicht vorzutäuschen, als habe man die für die Diagnose von *Hymenophyllum* resp. *Trichomanes* schliesslich doch hauptsächlich massgebenden Dinge auch bei den beiden in Rede stehenden Arten gefunden, schlage ich vor, für dieselben die besondere Gattung *Hymenotheca* zu bilden. — Ausser *Hymenotheca Weissi* und *Dathei* würde vielleicht auch *Hymenophyllites Humbolti* Göppert (Die Gatt. der foss. Pflanzen 1841, Fig. 1 der Taf. V der Lief. 3 u. 4) vorläufig zu *Hymenotheca* zu stellen sein.

Die Stücke mit *Hymenotheca Dathei* gehören dem Museum der Kgl. geologischen Landesanstalt und fanden sich unter einer Sendung mit Resten von Steinkohlenpflanzen von Herrn Bergrath Busse in Schwadowitz aus dem Schwadowitzer-Revier, die auf

Veranlassung des Kgl. Landesgeologen Herrn Dr. E. Dathe der Anstalt 1889 freundlichst gespendet worden sind. Die *Hymenotheca Dathei* entstammt dem Idastollener Flötzzug.

2. **Hymenotheca Beyschlagi** n. gen. et sp.

Taf. III.

Habituell sehen die Blatttheile der Lamina von *Hymenotheca Beyschlagi* solchen von *Allosurus crispus* Bernhardi ungemein ähnlich; mit der Lupe untersucht, zeigt sich jedoch bald, dass wir es in den Blattendigungen der *Hymenotheca Beyschlagi* offenbar mit einzelnen, allerdings recht grossen Sori zu thun haben. Diese Sori haben dieselbe Gestalt und zeigen dasselbe wie die Sori der *Hymenotheca Weissi*, nur sind sie, wie ein Vergleich unserer Abbildungen lehrt, viel grösser. Sie sind elliptisch, zeigen in ihrer Längsachse eine hervorragende Linie und sind der Quere nach fein gestreift. Sie sitzen an ziemlich dünnen Stielen, welche einzeln oder gabelig zu zweien in fiederiger Anordnung an einer gemeinsamen Achse sitzen, welche wiederum fiederig an der Hauptachse des grösseren der beiden Abdrücke auf unserem Stück angeordnet sind. Das ganze Farnkraut zeigt nur Sporangien und stengelförmige Achsen; flächenförmig entwickeltes Blattparenchym fehlt. Bei sterilen Blättern wird dasselbe wahrscheinlich — in Analogie mit lebenden Farnen, deren fertile Wedel ja oftmals des flächenförmig entwickelten Blattparenchyms ihrer sterilen Blätter entbehren — vorhanden gewesen sein.

Das Stück mit zwei Abdrücken der *Hymenotheca Beyschlagi*, der vollständigere, von uns abgebildete, auf der einen, der kleinere auf der anderen Seite, entstammt der Steinkohlenformation und gehört dem Kgl. Bezirksgeologen Herrn Dr. F. Beyschlag, der es 1882 auf der Kasberg-Halde der Grube von der Heydt bei Saarbrücken gefunden hat.

3. **Hymenophyllites** (**Sphenopteris**) **germanica** n. sp.

Taf. IV.

In ihrem Habitus steht die *Hymenophyllites germanica* der *Zeilleria delicatula* (Sternb.) Kidston (in Quarterly Journal of the

Geological Society Bd. XL p. 592 und Taf. XXV, London 1884) am nächsten. Wenn die abweichende Fructification nicht da wäre, müssten beide Arten für identisch erklärt werden. Die vorliegenden Blattreste der *Hymenophyllites germanica* sind bis fünffach gefiedert und zeigen sehr schmal-lineale Endfiederchen. Die Fiedern aller Ordnungen stehen zum Theil fast senkrecht ab oder bilden grosse, sich solchen von 90° nähernde Winkel mit ihren Abgangsstellen, so dass die Blätter ein sparriges Aussehen gewinnen. Die Sporangien, die kugelig-ellipsoidische Gestalt aufweisen, zeigen eine deutliche Oberflächensculptur in Form maschenförmig verlaufender erhabener Linien (Zellwände?). Sie liegen nicht auf der Blattfläche, sondern im Gestein neben derselben und zwar, wie dies auch R. Zeiller (Tafel X seiner in den »*Annales des sciences naturelles*« *6. sér.*, *tome* XVI, *Paris* 1883) für *Hymenophyllites quadridactylites* (Gutbier) Kidston abbildet, in der Fortsetzung der letzten Fiederchen, also vor diesen. An vielen Stellen scheinen die Sporangien dem Gipfel anzusitzen.

Das Stück gehört der Sammlung der Königl. Preuss. geolog. Landesanstalt und stammt aus dem Hangenden des Flötzes Prinz August der Grube Dechen bei Neunkirchen.

4. Oligocarpia (Pecopteris) Kliveri n. sp.

Taf. V, Fig. 2a—e.

Oligocarpia Kliveri stellt einfach-gefiederte Blattreste mit doppelt-gekerbten, länglichen, stumpfen Fiedern dar, welche am Grunde zwar etwas eingeschnürt aber doch deutlich *Pecopteris*-artig ansitzen. Durch die Fiedern zieht sich ein Mittelnerv, der in die Hauptkerben (Läppchen) Seitennerven absendet, die ihrerseits in die Kerben zweiter Ordnung Zweige abgeben. Jeder der letzteren läuft bis in das Centrum eines kreisförmigen Sorus, welcher von einer Anzahl Sporangien gebildet wird. Die Sporangien haben in den Sori kreisförmige Eindrücke — meist durch einen noch vorhandenen kohligen Rest intensiv schwarz erscheinend — hinterlassen. Hier und da tritt der kohlige Rest in der Form scheibenförmiger Körperchen auf, die als fossile Sporangien angesehen werden müssen. Einige derselben habe ich losgelöst und — in Anlehnung an eine besonders von C. W. v. Gümbel (»Bei-

träge zur Kenntniss der Texturverhältnisse der Mineralkohlen« p. 113ff. in den Sitzungsberichten der math.-physik. Klasse der Kgl. bayerischen Akademie der Wiss. Bd. XIII, München 1884) auf paläontologischem Gebiet angewendete Methode — in Salpetersäure gelegt, zu der ich einige feste Stücke von chlorsaurem Kali hinzufügte. Nach einigen Tagen hatten sich die Sporangien gut aufgehellt, sodass eine mikroskopische Untersuchung möglich wurde; aber die verworrenen Linien, welche die Sporangien zeigten, liessen sich nicht als Zellwände deuten; auch über das Vorhandensein oder Fehlen eines Annulus liess sich leider nichts ausmachen. Nichtsdestoweniger ist es wohl praktisch, die in Rede stehende Art bis auf Weiteres zur Gattung *Oligocarpia* Göppert zu stellen, weil unser Farn von den bis jetzt bekannten Sporangien-tragenden Farnkräutern den Oligocarpien, namentlich der von D. Stur (»Zur Morphologie und Systematik der Culm- und Carbonfarne« in den Sitzungsber. der k. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 88, 1883, p. 56 (688)) abgebildeten und neu beschriebenen *Oligocarpia Brongniarti* besonders hinsichtlich der Sori am ähnlichsten ist.

Das obige, dem Museum der Kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt gehörige Stück wurde von Herrn Oberbergamtsmarkscheider Kliver im Mellinschacht bei Saarbrücken gesammelt.

5. Renaultia (Sphenopteris) microcarpa (Lesquereux) Zeiller.

Taf. II, Fig. 3 a, b.

Der vorliegende Blattrest ist dreimal fiederteilig. Die Fiederchen letzter Ordnung sind unregelmässig-kreisförmig-länglich und tragen an ihrem Rande, oft das ganze Fiederchen bedeckend, elliptische Eindrücke, die offenbar von den verloren gegangenen Sporangien herrühren. An ihrer Basis sind die Fiederchen *Sphenopteris*-artig verschmälert; sie setzen in Zahl von 6 bis gegen 11 längliche Fiedern zusammen, die an ihrem Grunde stark eingeschnürt, fast gestielt sind. Sie bilden in ziemlich lockerer und abwechselnder Stellung die Fiedern erster Ordnung des vorliegenden Restes.

Das Stück gehört dem Museum der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt und stammt von der Zeche Friedrich Ernestine im Revier an der Ruhr.

6. Rhacopteris (Sphenopteris) subpetiolata n. sp.

Die *Sphenopteris* oder, wenn man lieber will, *Rhacopteris subpetiolata* ist am nahesten verwandt mit der von H. R. Göppert 1852 auf S. 143 seiner Fossilen Flora des Uebergangsgebirges (Verhandl. der kaiserl. Leopold. Carolin. Akademie der Naturf. Supplement des XIV. Bandes. Breslau und Bonn.) beschriebenen und Tafel XLIV Fig. 3 abgebildeten *Sphenopteris petiolata*. Die Unterschiede der beiden Arten ergeben sich aus dem Vergleich der Göppert'schen und meiner Abbildung, sowie aus der folgenden Gegenüberstellung der Diagnosen.

Rhacopteris subpetiolata.

Die letzten Blattzipfel etwa 1/3 Millimeter breit, sehr schmal-lineal, in eine Spitze auslaufend. Sie setzen Fiederchen zusammen, die durchaus dichotom getheilt sind. Die erste Dichotomie nächst der Achse, welche die Fiederchen trägt, ist der zweiten Dichotomie meist so nahe gerückt, dass die Fiederchen — oberflächlich gesehen — oft dreitheilig erscheinen. Je zwei der Fiederchen stehen sich an ihrer gemeinsamen Achse in der Weise gegenüber, dass das eine derselben etwas tiefer inserirt ist als das andere. — Die parallele Lage der beiden abgebildeten vollständigeren Fiedern macht es wahrscheinlich, dass sie einer gemeinsamen — in unserem Rest allerdings nicht vorhandenen — Achse ihren Ursprung verdanken.

Sphenopteris petiolata.

Die letzten Blattzipfel nach der Figur Göppert's, welche einer Fieder der *Rhacopteris subpetiolata* entspricht, etwa 1 Millimeter breit, lineal. Nach der Diagnose Göppert's:

»Sphenopteris fronde pinnata (bi-vel tripinnata?) primis strictis, rhachi plana, pinnulis petiolatis suboppositis subpatentibus bi-vel trifidis, laciniis apice subdilatatis strictis integris, nervis subsimplicibus?«

Fundort der *R. subpetiolata*: Fürstlicher Tiefbau bei Waldenburg. Leg. J. Breiter. Das Stück gehört dem Museum der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt.



D. Stur stellt in seiner »Carbonflora der Schatzlarer-Schichten« S. 7 (Abhandl. der kais. königl. geologischen Reichsanstalt, Bd. XI, Abtheilung 1, Wien 1885) und auch schon früher in seiner Abhandlung »Zur Morphologie und Systematik der Culm- und Carbonfarne« S. 643 (11) (des LXXXVIII. Bandes der Sitzungsberichte d. kais. Akad. der Wiss. I. Abth. Juli-Heft. Wien 1883) die *Sphenopteris petiolata* zur Gattung *Rhacopteris*; man kann dies thun, da diese Art und die *Rhacopteris subpetiolata* Zwischenglieder zwischen den Gattungen *Sphenopteris* und *Rhacopteris* darstellen, die daher zunächst ebenso gut hier wie da untergebracht werden können. Stur giebt unter dem Namen *Rhacopteris raconicensis* (l. c.) eine Art »mit zweimal fiederschnittigen Blättern« (sonst ohne Diagnose) bekannt; ich mache darauf aufmerksam, weil die *Rhacopteris subpetiolata* — wie schon gesagt — offenbar ebenfalls mehr als einmal gefiedert war.

Das Grundgebirge des Spessarts.

Von Herrn **H. Bücking** in Strassburg i/E.

(Hierzu Tafel XIV.)

In einer brieflichen Mittheilung an Herrn Geheimrath BEYRICH, welche im XXXI. Bande der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 415 etc. zum Abdruck gelangt ist, habe ich angegeben, dass auf Grund der Streich- und Fallrichtungen im krystallinischen Gebiet des Spessarts mehrere Zonen unterschieden werden können, und zwar, von Süden nach Norden bezw. von unten nach oben, die Zone des körnig-flaserigen Gneisses (a. a. O., S. 418), die Zone des glimmerreichen, schieferigen Gneisses (S. 419), die Zone des Quarzitschiefers (S. 420 oben), und schliesslich die Zone des körnig-flaserigen Gneisses von Grossenhausen-Alzenau (S. 420 unten). Zugleich machte ich darauf aufmerksam, dass möglicherweise in Folge einer grossartigen Faltung der letzterwähnte Gneiss demselben System angehöre, wie der ältere körnig-flaserige Gneiss, einem System also, das seine Stelle unter dem glimmerreichen schieferigen Gneisse einnähme (S. 421).

Es lag ursprünglich in meiner Absicht, die petrographischen Eigenthümlichkeiten dieser Zonen in den Erläuterungen zu den schon vor dem Jahre 1877 im Maassstab $^{1}/_{25000}$ aufgenommenen geologischen Blättern Bieber und Langenselbold näher zu schildern. Indessen hat sich die Veröffentlichung jener Blätter aus äusseren Gründen wiederholt verzögert, und habe ich mich deshalb endlich

entschlossen, schon vorher eine Uebersicht über die durch meine mehrjährigen geologischen Aufnahmen im Spessart gewonnenen Ergebnisse, soweit dieselben den Bau des krystallinischen Grundgebirges betreffen, zu geben. Gedrängt wurde ich zu diesem Entschlusse auch durch Bemerkungen von C. Chelius und R. Lepsius, welche offenbar meine oben erwähnte Mittheilung keiner genauen Durchsicht gewürdigt oder nicht gekannt haben, wenn sie die Behauptung aufwerfen, die von mir gemachten Angaben beruhten nur auf Annahmen[1]) und die Lagerungsverhältnisse im Spessart seien noch nicht genügend klargelegt[2]). Ich hoffe, es wird Jedermann beim Durchlesen der nachfolgenden Blätter sich die Ueberzeugung verschaffen können, dass durch die bisherigen Untersuchungen der Bau des krystallinischen Spessarts in allen seinen wesentlichen Theilen klar und durchsichtig geworden ist. Jedenfalls ist er einfacher und leichter verständlich, als man dies bis jetzt von dem benachbarten krystallinischen Odenwald behaupten kann, mit welchem gerade bezüglich des Grundgebirges, auch von C. Chelius und R. Lepsius, der Spessart so oft verglichen worden ist, in welchem aber Störungen von noch nicht hinlänglich genau bekannter Beschaffenheit das krystallinische Gebirge in drei Theile zerlegt haben, deren

---

[1]) C. Chelius, Neues Jahrb. für Min. 1888, II, S. 69, Mitte: »B. hält allgemein ein nordwestliches Fallen der Schichten im Spessart für wahrscheinlich, glaubt deshalb die südlicheren Gesteine für die ältesten halten zu müssen, auf die dann nördlich der Kahl folgen sollen« etc.

[2]) R. Lepsius, Geologie von Deutschland. 1. Bd., S. 375: »Eine genaue Aufnahme des krystallinen Grundgebirges im Spessart fehlt noch, so dass über das relative Alter der verschiedenen Gneisse und Glimmerschiefer kaum eine Vermuthung ausgesprochen werden kann; doch glaubt Gümbel, dass die südöstlich vom Aschaffthale lagernden »Körnelgneisse« älter seien, als die nördlich dieses Thales verbreiteten Glimmergneisse.« Gümbel vertritt in seiner von Lepsius citirten, übrigens nach meiner oben erwähnten Mittheilung erschienenen Schrift (Deutsche geographische Blätter, Bremen, 1881, IV, S. 5 etc.) im Wesentlichen denselben Standpunkt wie ich; er macht auch a. a. O. S. 9 ausdrücklich auf die Ergebnisse meiner Untersuchungen im Spessart aufmerksam. Wenn hiernach trotzdem Lepsius die eben erwähnte Aeusserung thun kann, so beweist das, dass er die über den Spessart vorhandene Litteratur nicht genügend beachtet hat. Auch seine Bemerkungen über das Rothliegende und den Zechstein im Main- und Kinzigthale entsprechen, wie ich bei einer anderen Gelegenheit zeigen werde, nicht ganz den thatsächlichen Verhältnissen.

Stellung zu einander, wenigstens nach den bis jetzt vorliegenden Veröffentlichungen zu schliessen, noch nicht hat ergründet werden können [1]).

Die folgenden Bemerkungen stützen sich wesentlich auf die Ergebnisse der geologischen Specialaufnahme des Gebietes nördlich von der Linie Bieber-Schöllkrippen-Mömbris-Alzenau und auf Untersuchungen, welche ich in den Jahren 1873—1876 während der Aufnahme des nördlichen Gebietes in dem südlich angrenzenden ausführen konnte. Weitere Beobachtungen habe ich dann den früheren hinzugefügt in den letzten Jahren, als ich die Gegend südöstlich von Aschaffenburg häufiger besuchte, um meinen Assistenten, Herrn Goller, welchen ich dieses Gebiet geologisch bearbeiten liess, in die Aufnahme einzuführen und zu controliren.

Durch die späteren Beobachtungen und insbesondere auch durch die petrographische Untersuchung der Gesteine habe ich mich überzeugt, dass die in meiner oben erwähnten letzten Mittheilung über den Spessart als möglich hingestellte Faltung der krystallinischen Schiefer im grossen Maassstabe nicht vorhanden ist [2]). In einem durch ungestörtes Gebiet des krystallinischen Spessarts quer gegen das Streichen gelegten Normalprofil — als ein solches ist etwa das Profil von Bessenbach über Hösbach, Schimborn, Mömbris, Bricken, bis zum Hof Trages zu betrachten (vergl. Profil 1, Taf. XIV) — lassen sich von Süden nach Norden, und, da das Einfallen der Schichten, wie ich schon früher (a. a. O.

---

[1]) R. Lepsius sagt in seinem vorher citirten Werke 1889, S. 374: »Wie sie (die drei Gneissgebiete) sich in ihrem relativen Alter gegen einander verhalten, ist noch nicht bekannt.«

[2]) Die von Gümbel in seiner erwähnten letzten Mittheilung über den Spessart (1881) gemachten Angaben enthalten, insbesondere bezüglich der geographischen Verbreitung verschiedener Gesteinszonen, mehrfache Unrichtigkeiten und Ungenauigkeiten, welche durch Aufnahme älterer Litteraturangaben ohne wiederholte Prüfung in der Natur, veranlasst sind und, soweit sie nicht schon durch meine ältere Arbeit vom Jahre 1879 ihre Erledigung gefunden haben, theils durch das Folgende, theils durch die seiner Zeit erscheinende geologische Karte ihre Berichtigung erfahren werden. Auf die Einzelheiten hier aufmerksam zu machen, halte ich nicht für nöthig.

S. 417 oben) betont habe, ein vorwiegend nordwestliches ist, somit von unten nach oben, unterscheiden:

I. Aelterer Gneiss des Spessarts:
   - A. Granitgneiss von Oberbessenbach,
   - B. Dioritgneiss mit Augengneiss,
   - C. Körnig-flaseriger Gneiss.

II. Glimmerreicher schieferiger Gneiss:
   mit Einlagerungen von Quarzitschiefer und Hornblendeschiefer.

III. Quarzreicher Glimmerschiefer oder Quarzitglimmerschiefer.

IV. Jüngster Gneiss des Spessarts:
   - A. Hornblendegneiss wechsellagernd mit Biotitgneiss,
   - B. Biotitgneiss von Lützelhausen-Hof Trages.

Wir werden diese Zonen im Folgenden etwas näher betrachten.

I. Aelterer Gneiss des Spessarts.

Die an der Basis des krystallinischen Grundgebirgs im Spessart auftretenden Gesteine (Granitgneiss, Dioritgneiss und unterste Zone des körnig-flaserigen Gneisses) hat auf meine Veranlassung hin Herr E. Goller zum Gegenstand einer eingehenden Studie gemacht. Die Ergebnisse, welche in einer zum Druck im Neuen Jahrb. f. Min., Beilageband VI bestimmten Arbeit [1]) niedergelegt wurden, sind im Folgenden mitberücksichtigt.

A. Granitgneiss von Oberbessenbach.

Als das tiefste und somit wohl als das älteste der krystallinischen Gesteine des Spessarts tritt unter der weitverbreiteten Buntsandsteindecke südöstlich von Aschaffenburg im Hintergrund des Sodener,

---

[1]) Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessart. Blgb. VI, S. 485.

Gailbacher und Bessenbacher Thales, in verhältnissmässig geringer Ausdehnung und deshalb in allen seinen Theilen nicht genau zu verfolgen, ein hell- bis dunkelrothes, wesentlich aus Feldspath und Quarz bestehendes, körniges Gestein hervor. Mit Rücksicht auf seine einigermassen deutliche Schieferung im Sodener Thal will ich es als Gneiss und zwar als den Granitgneiss von Oberbessenbach bezeichnen.

Der vorwaltende Orthoklas und der Quarz bilden ein ziemlich feines, gleichmässig körniges Gemenge; nicht selten sind sie mikropegmatitisch mit einander verwachsen. Beide Gemengtheile zeigen häufig Druckerscheinungen, wie undulöse Auslöschung und zerfetzte Ränder. Neben dem Orthoklas findet sich auch Mikroklin, an der gegitterten Zwillingsstreifung leicht kenntlich; seltener sind Kalknatronfeldspathe. Biotit ist nur in vereinzelten Blättchen vorhanden. Zirkon und Apatit werden in mikroskopisch kleinen Kryställchen vielfach beobachtet; besonders reichlich aber ist Magnetit. Die Zersetzungsproducte des letzteren verleihen dem Gestein seine röthliche Farbe.

Bezeichnend für den Granitgneiss von Oberbessenbach ist die sehr gleichmässig körnige Beschaffenheit und das massige Aussehen. Es liegt deshalb die Annahme nahe, ihn für einen durch Gebirgsdruck schieferig gewordenen Granit zu halten. Hierfür würde namentlich auch das Auftreten des gleichen Gesteins mitten im Gebiet des ihn überlagernden Dioritgneisses im oberen Theil des Gailbacher Thales sprechen.

B. Dioritgneiss.

Der Dioritgneiss besitzt die weiteste Verbreitung in den Thälern von Soden, Gailbach und Bessenbach. Gegen den Granitgneiss von Oberbessenbach ist er durch ein etwa 10 bis 20 Meter mächtiges Lager von Quarzit, welches nahe der äussersten Gabelung des Bessenbachthales, zwischen Soden und Hessenthal, beobachtet werden kann, abgegrenzt. Auch Quarzsekretionen und grobe pegmatitische Ausscheidungen sind für diese Grenzregion sehr bezeichnend.

Der Dioritgneiss ist vorwiegend grob- bis mittel-körnig und im Ganzen von einer ziemlich gleichmässigen Beschaffenheit. Eine ausgesprochene Schieferung besitzt er nur da, wo dunkele, basische Streifen ihn durchziehen; immerhin ist dieselbe doch an vielen Orten wahrnehmbar und für Kittel bei der Wahl der Bezeichnung »Syenit« ausschlaggebend gewesen [1]). Die mit blossem Auge erkennbaren Gemengtheile sind Oligoklas, Orthoklas, Quarz, Hornblende, Biotit und Titanit.

Die beiden Feldspäthe, nicht selten 8 — 10 Millimeter gross, sind die vorherrschenden Gemengtheile; der farblose oder matt bläulichweisse Oligoklas überwiegt den Orthoklas, welcher zuweilen frischer als jener und durch eine lichtfleischrothe oder milchweisse Farbe ausgezeichnet ist. Der Quarz erfüllt in Form einzelner Körnchen und mosaikartiger Haufwerke, in diesen öfter begleitet von kleinen secundär gebildeten Albitkörnchen, die Zwischenräume zwischen den weit grösseren Feldspäthen und Spalten in denselben, gleichsam den Kitt zwischen diesen Gemengtheilen abgebend. Die Feldspäthe und auch der Quarz lassen zumal unter dem Mikroskop zwischen gekreuzten Nicols Biegungen, Knickungen und Zerreissungen in der mannigfachsten Weise erkennen, ein Beweis dafür, dass das ganze Gestein sehr starken dynamischen Einflüssen ausgesetzt war.

Hornblende und Biotit betheiligen sich in etwa gleichem Verhältniss an der Zusammensetzung des Gesteins. Sie sind beide ziemlich frisch, weisen aber vielfach Spuren mechanischer Umformung auf. In ringsum ausgebildeten, oft 1 Centimeter grossen Krystallen findet sich Titanit, besonders häufig in einzelnen Lagen, für welche er geradezu als ein wesentlicher Gemengtheil bezeichnet werden könnte. Recht reichlich vorhanden ist auch Magneteisen, oft mit blossem Auge erkennbar. Mikroskopisch klein sind Apatit und Zirkon.

---

[1]) Kittel, Skizze der geognost. Verhältnisse der nächsten Umgegend Aschaffenburgs, 1840. Der Dioritgneiss ist dort als »Syenit« (S. 26 — 28) beschrieben. Kittel versteht unter »Syenit« (vgl. a. a. O. S. 40 unten) ein »regelmässig geschichtetes Gestein« und fügt hinzu: »Die Diorite verhalten sich zum Syenite, wie der Granit zum Gneisse.«

Von secundären Mineralien ist Epidot sehr verbreitet. Er hat sich in gelblich-grünen körnigen und wirrstengeligen Massen vielfach auf Spalten und Rissen angesiedelt.

Verschiedenheiten innerhalb des Dioritgneisses entstehen nur durch den im Ganzen unbedeutenden Wechsel des Korns und dadurch, dass der Feldspath über die basischen Gemengtheile und unter diesen bald Biotit bald Hornblende überwiegt. Man könnte deshalb hier und da Lagen von Biotitgneiss oder Hornblendegneiss auszuscheiden geneigt sein, würde sich aber bald überzeugen, dass eine scharfe Grenze anzugeben unmöglich ist. Näher an dem Granitgneiss treten einzelne vollständig hornblendefreie und oft ziemlich grobkörnige Lagen auf; auch diese lassen sich nicht scharf gegen den normalen Dioritgneiss begrenzen. Zuweilen begegnet man, besonders in der unteren Grenzregion, auch saueren Ausscheidungen, welche hauptsächlich aus mehr oder weniger regelmässig verwachsenem Orthoklas und Quarz bestehen, und in der Regel die Form von schmalen Linsen, Bändern und Adern besitzen. Dieselben wechsellagern hin und wieder mit dunkelen basischen Gesteinen, die bei vorwaltender Hornblende in der Regel etwas feinkörniger als der normale Dioritgneiss sind. Gneisse, welche dadurch ein deutlich streifiges Aussehen erhalten, finden sich z. B. in der Nähe des grossen Steinbruchs am Stengerts bei Gailbach.

Ferner kommen als Einlagerungen hier und da in dem Dioritgneiss eigenthümlich breccienartig aussehende und von glatten oder nach einer Richtung gestreiften Ablösungsflächen durchsetzte Massen vor, welche rothen, trüben Orthoklas, spärlicher wasserhellen, frischen Plagioklas, beide mit dem unbewaffneten Auge deutlich unterscheidbar, und unregelmässig begrenzte Quarzbrocken in einer durch Brauneisen stark gefärbten, äusserst feinkörnigen, quarzigen Grundmasse eingebettet enthalten. Diese, offenbar durch den Gebirgsdruck stark veränderten Gesteine bezeichnen keinen bestimmten Horizont. Ziemlich reichlich liegen sie oberhalb der Kirche von Oberbessenbach und an dem Weg von da nach Dörrmorsbach.

An vielen Stellen wird der Dioritgneiss durchsetzt von Gängen

und Adern eines grosskörnig ausgebildeten Pegmatits, dessen Gehalt an Kaliglimmer grossen Schwankungen unterliegt. Zumal an der Grenze gegen den Granitgneiss häufen sich, wie schon oben angedeutet wurde, solche gangartige Ausscheidungen.

In der Grenzzone des Dioritgneisses gegen den körnig-flaserigen Gneiss treten in Farbe und Korn mannigfach wechselnde Gneisse auf. Besonders charakteristisch ist ein durch grosse Orthoklaseinsprenglinge ausgezeichneter Augengneiss, der fast in seiner ganzen Ausdehnung, vom westlichen Abhang des Stengerts (Grauberg) bei Schweinheim bis Strassbessenbach, schon im Jahre 1840 Kittel bekannt war[1]). Er bildet linsenförmige, räumlich oft sehr beschränkte Einlagerungen, welche in der Regel in den normalen Dioritgneiss allmählich übergehen, an einzelnen Stellen aber auch scharf gegen denselben abgegrenzt erscheinen.

Der Augengneiss besitzt gewöhnlich durch secundäres Eisenoxyd eine etwas röthliche Farbe und enthält ausser Orthoklas untergeordnet Plagioklas, dann Quarz in kleinkörnigen Haufwerken zwischen den grösseren Feldspäthen, und Biotit, welcher in dichten schuppigen Massen die augenartig hervortretenden Feldspäthe umgiebt. Hornblende und Titanit sind im Ganzen seltener zu beobachten.

Auf das Gebiet des Dioritgneisses durchaus beschränkt sind zahlreiche Eruptivgesteinsgänge, welche Goller neuerdings näher untersucht hat. Von Kittel waren die Gesteine (a. a. O., S. 29 und 30) als Grünsteinporphyr und Granitporphyr beschrieben worden, Gümbel[2]) hatte sie dann mit dem Namen Aschaffit bezeichnet, später wurden sie als augitführende Granite und Glimmerdiorite gedeutet, bis sie nun ihre Stellung bei den dioritischen Lamprophyren oder Kersantiten gefunden haben. Aus der oben erwähnten Abhandlung Goller's geht hervor, dass die Gesteine Kersantiten entsprechen, welche zum Theil in beträchtlicher Menge eigenthümliche Pseudomorphosen enthalten, die den früher

[1]) Kittel, a. a. O. S. 12.

[2]) Bavaria, 4. Bd., I. Abth. 1886, S. 23; ferner in der oben angeführten Abhandlung, S. 12.

von Becke[1]) mit dem Namen Pilit belegten und neuerdings von Doss[2]) näher beschriebenen Gebilden sehr ähnlich sind, von Goller aber nicht auf Olivin, sondern auf eine magnesiareiche Varietät von Augit bezw. Hornblende zurückgeführt werden. Auf einzelnen Gängen ist der normale Kersantit ersetzt durch einen Camptonit, ein Gestein, welches sich durch Führung primärer Hornblende und Mangel an Augit (nicht aber an den Pilit-ähnlichen Pseudomorphosen) zwar von dem Kersantit unterscheidet, aber doch auch durch Uebergänge mit demselben verbunden ist.

C. Körnig-flaseriger Gneiss.

Im Hangenden des Dioritgneisses, also nördlich von demselben, dehnt sich in grosser Verbreitung die von Gümbel als »Aschaffenburger Körnelgneiss« bezeichnete Zone aus. Sie erfüllt das Gebiet zwischen Aschaffenburg, Schweinheim, Strassbessenbach, Keilberg, Weiler und Frohnhofen und erstreckt sich jenseits der Aschaff bis zu einer von Kleinostheim über Steinbach (hinter der Sonne), Afferbach und Wenighösbach bis nach Eichenberg gezogenen Linie. Auch im Kahlgrund, zwischen Blankenbach und Grosskahl, tritt sie mit ihren oberen Lagen sattelförmig aus dem sie umgebenden hangenden Gneiss hervor[3]).

Sie setzt sich zusammen aus körnig-flaserigen Biotitgneissen und zweiglimmerigen Gneissen, aus mehr untergeordneten schieferigen Gneissen, glimmerreichen schuppigen Gneissen, Hornblende-

[1]) Tschermak's Mitth. 1883, V, S. 163 etc. — Herr Professor Becke in Czernowitz hat nach freundlicher Durchsicht der von Goller untersuchten Dünnschliffe sich dahin ausgesprochen, dass die von Goller als Pseudomorphosen nach Augit beschriebenen Tremolitaggregate als Pilit zu deuten und demnach die meisten der Aschaffenburger Kersantite als Pilitkersantite zu bezeichnen sind.

[2]) Ebenda 1889, X, S. 51.

[3]) Kittel sagt in seiner, für den Localkundigen immer noch sehr wichtigen, für den Fernerstehenden aber sehr mit Vorsicht zu benutzenden, oben erwähnten Schrift, S. 13: »Im Gailbacher Thale bildet er — (der Aschaffenburger Gneiss) — selbst das Dach des Syenits, während er im nördlichen Gebirgszuge ... die Unterlage des Glimmerschiefers wird«. Berücksichtigt man, dass der »Glimmerschiefer« Kittel's dem »glimmerreichen, schieferigen Gneiss« entspricht (vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 419), so wird ersichtlich, dass Kittel im Grossen und Ganzen doch eine richtige Vorstellung von dem Bau des Grundgebirges hatte, wenn er sich auch sonst nirgends klar darüber ausgesprochen hat.

gneissen- und Schiefern, Quarzfels und körnigem Kalk. Das Streichen dieser Gesteine ist ein westsüdwestliches, das Einfallen gewöhnlich ein nordwestliches. Nur an der Strasse vom Wendelberg nach Gailbach (Würzburger Strasse) und in dem Gebiet zwischen Haibach, Keilberg und Goldbach wird öfter ein steiles südöstliches Fallen (70—80°) beobachtet; es liegen hier vielfach kleine Faltungen und fächerartige Stellungen vor[1]).

Die wichtigsten Gesteine dieser Zone, deren Mächtigkeit sich auf mindestens 7000 Meter bestimmt (vgl. unten), sind der graue körnig-flaserige Biotitgneiss, wie er in typischer Ausbildung am Wendelberg und Hermesbuckel aufgeschlossen ist und von da bis nach Schmerlenbach verfolgt werden kann, und der häufig etwas röthliche körnig-flaserige zweiglimmerige Gneiss, welcher für die obere Abtheilung charakteristisch, sich zwischen Gottelsberg und Frohnhofen und besonders nördlich von dem Aschaffthale in einem breiten Zuge von den Mainaschaffer Weinbergen bis nach Eichenberg hin erstreckt, dann auch kuppelartig aus dem glimmerreichen schieferigen Gneiss im Kahlgrunde zwischen Blankenbach und Grosskahl sich erhebt. Beiden Gneissen gemeinsam ist das Zurücktreten der Glimmergemengtheile gegenüber dem Feldspath und Quarz. Ihre Gneissstructur ist sowohl durch die parallele Anordnung der Glimmerblättchen als durch den regelmässigen Wechsel von vorwaltend Quarz oder Feldspath enthaltenden Lagen bedingt; Kittel hat sie nur in dem Gneiss des Wendelberges übersehen und diesen allein als »Granit« bezeichnet (a. a. O. S. 8).

Der **körnig-flaserige Biotitgneiss**, wie er am Wendelberg, am Hermesbuckel und bei Winzenhohl, oft in grossen wollsackähnlichen Felsblöcken zu Tage geht, besteht hauptsächlich aus Orthoklas in unregelmässig begrenzten Körnern von 0,4—3 Millimeter Durchmesser und aus Quarz, welcher, ebenfalls sehr reichlich vorhanden, mit dem Orthoklas nicht selten lagenweise wechselt.

[1]) In der von Kittel a. a. O. S. 36 u. 37 gegebenen Uebersicht herrscht im Allgemeinen keine Uebereinstimmung zwischen der angegebenen Streichrichtung und dem aus der angegebenen Fallrichtung hervorgehenden Streichen. Fast durchgängig ist das Streichen falsch und das Fallen richtig angegeben.

Grössere (bis 10 Millimeter lange) Orthoklase verleihen dem Gestein zuweilen ein augengneissartiges Aussehen. Plagioklas tritt im Ganzen zurück und ist meistens zersetzt. Nicht allzu reichlich, aber ziemlich gleichmässig durch das ganze Gestein vertheilt, ist der Biotit. Muskowit ist zwar spärlich, aber doch fast stets vorhanden. Da er als secundärer Gemengtheil angesehen werden kann oder muss, ist der oben gewählte Namen »Biotitgneiss« gerechtfertigt. Magneteisen in Krystallen und Körnern ist in grosser Menge im Gestein vertheilt; Titaneisen kommt nicht selten in mehrere Millimeter dicken, der Schieferung parallel verlaufenden Lagen besonders in dem Gneiss von Haibach vor.

Erwähnenswerth ist, dass am Hermesbuckel sowohl an den freistehenden Felsen als in den Steinbrüchen oft mehrere Quadratmeter grosse, gestreifte oder geglättete Flächen, offenbar Druck- oder Quetschflächen, gewöhnlich den Schieferungsflächen parallel, beobachtet werden können. Auch die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass dieser Gneiss starken mechanischen Einflüssen ausgesetzt war. Sie haben eine Biegung nicht nur der Biotitblättchen sondern auch des undulös auslöschenden Orthoklases und des zwillingsgestreiften Kalknatronfeldspathes, sowie eine oft weitgehende Zertrümmerung der fast gar nicht mehr einheitlich erscheinenden Quarzkörner veranlasst. Auch mikroklinartiger Feldspath wurde beobachtet, und von mikroskopisch kleinen Einschlüssen, zumal im Feldspath und Biotit, besonders Zirkon und Apatit.

Am Gottelsberg, am Jägerhaus und in der Nähe von Schmerlenbach geht der eben erwähnte Biotitgneiss durch Aufnahme von mehr Muskowit in den **körnig-flaserigen zweiglimmerigen Gneiss** über, aber so allmählich, dass eine scharfe Trennung der beiden Gneisszonen nicht möglich ist. Der zweiglimmerige Gneiss besitzt im Allgemeinen ein etwas gröberes Korn und ist durchschnittlich reicher an Glimmer als der liegende Biotitgneiss. Bald enthält er Muskowit und Biotit, beide in Blättchen bis zu 5 Millimeter Durchmesser, in gleicher Menge, wie z. B. an der Bergmühle bei Damm, im Staedtischen Strütwald, an den Weinbergen nördlich von Mainaschaff und weiter östlich an der Ziegelhütte

bei Hösbach, bald waltet der Muskowit vor oder in einzelnen auskeilenden Lagen der Biotit[1]). Auch der zweiglimmerige Gneiss erhält durch einzelne grössere Feldspäthe hier und da eine Augengneissstructur, z. B. bei Steinbach hinter der Sonne am Wege nach Oberafferbach.

Unter den Feldspäthen ist der Orthoklas der herrschende. Er ist weiss oder roth gefärbt und bedingt zusammen mit den Glimmergemengtheilen die Farbe der Gneisse. Plagioklas ist im Ganzen nicht häufig; nur in einzelnen Lagen hält er dem Orthoklas das Gleichgewicht. Der Gehalt an Quarz ist im Allgemeinen ein grosser, in den aufeinanderfolgenden Lagen aber doch zuweilen grossen Schwankungen unterworfen.

Besonders reich an Quarz sind gewisse Lagen an der Kniebreche, bezw. am Bommich östlich von Glattbach. In diesen bildet der Quarz äusserst feinkörnige Aggregate, welche von den kleinen Muskowitblättchen in wechselnder Menge unregelmässig durchzogen werden und sowohl die Feldspäthe als einzelne grössere Blättchen oder Nester von Biotit wie Einsprenglinge umschliessen. Die zum Theil sehr widerstandsfähigen Gesteine treten in grösseren, wollsackartig gerundeten Felsen an dem Bergabhang hervor. Ihr hoher Quarzgehalt verräth sich schon äusserlich, indem bei der Verwitterung der Blöcke der Quarz scharf hervorragende zackige Rippen bildet, die um so dichter gedrängt bei einander stehen und den Felsen eine um so rauhere Oberfläche verleihen, je reicher an Quarz die Gesteine sind.

Der körnig-flaserige Gneiss, sowohl der graue Biotitgneiss als der öfter röthlich-gefärbte, zweiglimmerige Gneiss, zeigt, wenigstens gegenüber dem liegenden Dioritgneiss, eine grössere Mannigfaltigkeit, indem gleich- und feinkörnige mit grobkörnigen oder augengneissartigen, glimmerärmere mit glimmerreicheren Lagen wechseln. Auch Kittel ist der oft recht beträchtliche Unterschied des Korns in den aufeinanderfolgenden Lagen aufgefallen; die fein-

[1]) Vergl. über die Ausbildung dieses Gneisses in dem linksmainischen Gebiet (Abtswald bei Stockstadt) auch Chelius, Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888, Notizblatt d. Vereins für Erdkunde zu Darmstadt 1888, Heft 9, S. 38.

körnigen, hin und wieder Turmalin führenden Gesteine nennt er Gneisse, die gröberen bezeichnet er als »Granitlager« (a. a. O. S. 13 u.). Letztere bilden nach ihm mehrere »mit dem Gneisse abwechselnde Schichten von 1—2 Fuss Mächtigkeit«, sowohl bei Afferbach als auch im Gneiss unterhalb Stockstadt (Abtswald) und im Glattbacher Thal.

An vielen Stellen gewinnt der Gneiss bei reichlicherem Eintritt von Biotit oder Muskowit und einer dadurch bedingten dunkleren oder helleren Färbung eine mehr schieferige Structur, so besonders am Jägerhaus, an der Wildscheuer zwischen Aschaffenburg und Schmerlenbach und an mehreren Stellen zwischen Schöllkrippen und Vormwald. Seltener ist durch Streckung der Gemengtheile, zumal der Glimmer und Feldspäthe, eine gewisse stengelige Structur hervorgerufen, wie bei gewissen muskowitreichen Gneissen von Hösbach.

Einzelne grössere linsenförmige Einlagerungen, in welchen die basischen Gemengtheile über die saueren, Feldspath und Quarz, derart überwiegen, dass letztere beinahe nur noch auf dem Querbruch sichtbar werden, kommen überaus häufig vor, z. B. bei Keilberg, Weiler, Schmerlenbach, Winzenhohl, Fasanerie, Schellenmühle und Jägerhaus bei Aschaffenburg, an der Eisenbahn bei Hösbach etc. Kittel, welcher sie mehrfach als »Glimmerschiefer« bezeichnet, erwähnt sie aus der Gegend von Schweinheim, vom Eltergrund, vom Wingertsberg bei Waldaschaff, also aus einem ziemlich tiefen Niveau, dann von dem Ostabhang des Schmerlenbacher Waldes, und von dem Galgenberg und der Bergmühle bei Damm, ferner aus dem »Thale der Steinbach, des Rauenthals, der Glattbach und Goldbach« (a. a. O. S. 18 und 12). Letztere liegen nahe an der oberen Grenze des körnig-flaserigen Gneisses und nähern sich in ihrem ganzen Aussehen und auch in der Art der accessorischen Gemengtheile sehr dem in der folgenden Zone herrschenden glimmerreichen schieferigen Gneiss.

Mit diesen glimmerreichen Einlagerungen sind sehr gewöhnlich vergesellschaftet gröbere sauere Ausscheidungen, welche we-

sentlich aus fleischrothem Orthoklas und zuweilen regelmässig eingewachsenem Quarz bestehen, auch Muskowit, seltener Biotit in oft mehrere Centimeter grossen Schuppen und Tafeln enthalten können, also von pegmatitartiger Beschaffenheit sind. Diese Ausscheidungen besitzen eine ganz unregelmässige Gestalt, treten bald mehr nesterweise, bald mehr gangartig auf, können sich verästeln und rasch an Mächtigkeit zu- oder abnehmen. Mantelartig umschlossen werden sie nicht selten von sehr glimmerreichen Partien des Gesteins, in welchen der helle muskowitähnliche Glimmer gern über den dunkelen Biotit überwiegt. Kittel nennt diese Ausscheidungen Granit (a. a. O. S. 8).

Sowohl jene glimmerreichen Einlagerungen als die zuletzt erwähnten saueren Ausscheidungen sind reich an zum Theil sehr schön ausgebildeten accessorischen Gemengtheilen, auf welche Kittel ebenfalls aufmerksam gemacht hat (a. a. O. S. 19 u. 9). In den ersteren finden sich, von Magneteisen und Titaneisen abgesehen, besonders häufig Staurolith, Granat und Turmalin, in den letzteren Turmalin, Granat und Cyanit.

Einzelne Lagen im glimmerreichen schuppigen Gneiss von Damm, z. B. an der Bergmühle und Aumühle, enthalten zollgrosse, von sehr glatten, ungestreiften Prismenflächen begrenzte Turmalinkrystalle dichtgedrängt neben einander und auf den Schieferflächen grünlich- und röthlich-graue faserige Massen von Fibrolith, während in den groben pegmatitischen Ausscheidungen bei Haibach und an der Aumühle über 4 Centimeter lange gut ausgebildete Turmalinprismen und faustgrosse, aus nur wenigen Individuen zusammengesetzte derbe Turmalinaggregate und im Quarz eingewachsene breitstengelige, zum Theil gebogene Cyanite von bläulicher Farbe vorkommen. Aus der Sammlung des Herrn Prof. Benecke liegen mir ferner noch vor grosse Granatkrystalle, 2—3 Centimeter im Durchmesser, von röthlich-brauner Farbe, welche vorherrschend $2O2$ und untergeordnet ∞O zeigen, und in den 60-er Jahren aus dem quarzreichen Pegmatit von Haibach gesammelt wurden. In diesem finden sich auch bis 3 Centimeter breite Muskowittafeln und bis 10 Millimeter dicke, breite Lagen von derbem Titaneisen. Ferner sind aus der ebengenannten Sammlung



ganz besonders bemerkenswerth zwei gleichfalls in den 60-er Jahren erworbene Apatitkrystalle aus dem Pegmatit von Schmerlenbach. Von diesen ist der eine, mit spiegelnden Flächen bedeckte, ringsum ausgebildete Krystall 4 Centimeter lang und nahezu 3 Centimeter dick, von grünlich-grauer Farbe, manchen Snarumer Apatitkrystallen auch in der Combination $\infty P . oP . P$ nicht unähnlich; der andere, besser erhaltene und durchscheinende Krystall misst 15 Millimeter in der Höhe und 17 Millimeter in der Breite, hat eine hellgrünliche Farbe und zeigt die Combination $\infty P . oP$ mit P und 2 P 2. Auch Sandberger hat (Neues Jahrb. f. Min. 1878, S. 842) ebenso grosse Apatitkrystalle aus den »Quarznestern« des Gneisses der Aumühle bei Damm beschrieben, sowie Beryll, welcher in »grösseren bündelförmig zusammengehäuften Krystallen $\infty P . oP$ zum Theil noch frisch und von blass meergrüner Farbe, zum Theil bereits durch Zersetzung gebleicht, mit Orthoklas und schwarzem Turmalin« in den gleichen Quarzausscheidungen vorkommt.

Grössere pegmatitische Ausscheidungen, welche entweder in Form von Linsen oder mehr oder weniger mächtigen Lagen, gewissen sehr grobkörnigen Muskowitgneissen oder -Graniten ähnlich, in dem Gneiss, und zumal in dem glimmerreichen schuppigen Gneiss, eingeschaltet sind, werden angetroffen am Gottelsberg, und in derselben Zone an der Schellenmühle, am Gartenberg und im Schmerlenbacher Wald, ferner in der Fasanerie bei Aschaffenburg und an der Bergmühle und Schwalbenmühle bei Damm.

In recht ansehnlichen und behufs Feldspathgewinnung früher auf grössere Erstreckung aufgeschürften Gängen, deren Streichen bald dem des Gneisses entspricht (h. 3—4) bald auch quergerichtet ist (h. 7), tritt der Pegmatit nördlich von der Aschaff in der Gemarkung von Mainaschaff am sogenannten Dahlem's Buckel (»Afholder« der bayrischen Generalstabskarte) und in der Nähe von Glattbach auf, hier sowohl in dem Hohlweg hinter der Kirche (2 Gänge, von welchen der eine $1\frac{1}{2}$—2 Meter, der andere etwa 12—15 Meter mächtig ist), als auch an dem wegen seiner schönen Aussicht vielfach besuchten »Grauen Stein« (»Bommich« der Generalstabskarte). Der Pegmatit von letzterem Punkte (und

vom Dahlem's Buckel) steht an Schönheit dem bekannten Schriftgranit von Bodenmais in nichts nach. Ausser feinkörnigeren Abarten kommen auch solche vor, bei welchen die Feldspathindividuen über einen Fuss im Durchmesser besitzen. Muskowit, der im Pegmatit des Grauen Steins sehr reichlich vorhanden ist, fand sich i. J. 1875 in ebenfalls fussgrossen Tafeln, an welchen sehr deutlich die vom Zinnwaldit von Zinnwald so bekannte Fältelung nach 3 unter etwa 60° sich schneidenden Richtungen zu sehen ist. Besonders häufig waren solche grosse Muskowitblätter am Salband des Ganges und hier so orientirt, dass die zu blumenblätterigen Aggregaten zusammentretenden Glimmertafeln mit ihren Spaltungsflächen nahezu senkrecht zum Salband standen.

Ausser den pegmatitischen Ausscheidungen finden sich auch noch Quarzmassen von unregelmässiger Gestalt, theils als linsenförmige Einlagerungen theils als Spaltenausfüllungen in der Gneisszone zwischen Aschaffenburg und Glattbach, zumal am Pfaffenberg, nicht selten. Kittel erwähnt sie (a. a. O. S. 14) auch vom Gottelsberg, vom Büchelberg, vom Sternberg, von der Strüt und von Kleinostheim, und giebt an, dass besonders gern Rutil in denselben eingewachsen vorkommt. Auch Einlagerungen von Quarzit bezw. sehr quarzreichem, glimmerarmem und fast feldspathfreiem Gneiss sind mehrfach beobachtet worden, so im Schmerlenbacher Wald, am Zeughause bei Aschaffenburg, an der Klingermühle bei Strassbessenbach, bei Haibach, am Wendelberg, ferner an der Aumühle und bei Hösbach. Ihre Mächtigkeit ist zuweilen ziemlich beträchtlich.

Lager von glimmerarmen Gneissen, welche früher als Granulit oder Weissstein beschrieben wurden, sind ebenfalls nicht selten. Sie finden sich, oft nur 10 Centimeter oder noch weniger mächtig, mit grauem Biotitgneiss wechsellagernd, und vergesellschaftet mit Pegmatitlinsen, nahe bei Schmerlenbach, nach Kittel (S. 10, 14 und 32) auch an den Gartenhöfen, hinter Goldbach und bei Gailbach, hier oft reich an kleinen Granaten. Ein derartiges Gestein von der Reisermühle bei Schweinheim enthält

in grosser Menge theilweise zersetzten Feldspath von mikroperthitischem Aussehen in einer feinkörnigen, die Feldspäthe gleichsam mit einander verkittenden Grundmasse von Quarz und mikroskopisch kleinen Körnern von Granat. Andere biotitarme Gneissvarietäten, wie solche an der Kniebreche und am Bommich bei Glattbach vorkommen, erhalten durch ihr gleichmässiges feines Korn ein granulitartiges Aussehen; sie sind sehr reich an Feldspath, bisweilen mit Mikroklinstructur, enthalten Granat in runden Körnern, und in der Regel auch etwas Muskowit.

Von nur geringer Verbreitung, und hauptsächlich auf die höheren Lagen des körnig-flaserigen Gneisses beschränkt, sind Gneissschiefer, welche keinen Biotit enthalten, dafür aber reich an silberweissem Muskowit sind. Ein solcher Muskowitgneissschiefer steht an dem Wege von Schimborn nach Wenighösbach dicht vor dem Eingang in das letztgenannte Dorf an. Er besteht vorwaltend aus fleischrothem Feldspath und aus mehr zurücktretendem Quarz und enthält viele, verhältnissmässig grosse Magneteisenkryställchen. Seine Schieferungsflächen sind fast ganz mit dem hellen Glimmer bedeckt. Auch der Gneiss, welcher bei Eichenberg am Wege nach Mittelsailauf, etwa in dem gleichen Horizont wie das obenerwähnte Gestein von Wenighösbach ansteht, ist dem letzterem sehr ähnlich; nur bedeckt der silberweisse Glimmer die Schieferflächen des sehr dünnschieferigen Gesteins nicht vollständig, sondern erscheint mehr in einzelnen Blättchen von durchschnittlich 1 Millimeter Durchmesser, die durch das Quarzfeldspathgewebe von einander getrennt sind.

Ganz besonders mannigfaltig sind die Gneisslagen in der verhältnissmässig breiten Grenzzone gegen den liegenden Dioritgneiss. Man findet in dieser mit einander und mit normalem körnigem Biotitgneiss wechsellagernd glimmerreiche und glimmerarme Lagen, scheinbar fast nur aus körnigem Orthoklas bestehende Streifen und röthliche Quarzbänder, welche in mannigfachem Wechsel auf einander folgend dem Gestein ein ausgesprochen streifiges Aussehen verleihen. Mit Rücksicht hierauf mag der Gneiss dieser

Zone als **körnig-streifiger Gneiss**, also mit demselben Namen bezeichnet werden, welchen Thürach für den Gneiss von Haibach, der ebenfalls unmittelbar auf den Dioritgneiss folgt, gewählt hat[1]).

Der körnig-streifige Gneiss ist an einzelnen Stellen durch den Mangel an Hornblende dem Dioritgneiss gegenüber gut gekennzeichnet; an anderen Stellen aber, wo der Dioritgneiss an seiner oberen Grenze hornblendefrei wird oder biotitreiche Lagen in grösserer Menge enthält, geht er ganz allmählich in jenen über (vgl. auch Kittel, a. a. O., S. 38 und S. 35 Mitte). Dazu kommt noch, dass in dem körnig-streifigen Gneiss hin und wieder hornblendereiche Einlagerungen auftreten, welche manchen Gesteinen in der Dioritgneisszone zum Verwechseln ähnlich sind. Kittel hat sie (a. a. O., S. 32 und 33) als »Syenitschiefer«, »Grünsteinschiefer« und »Hornblendeschiefer« beschrieben, aber etwas zu tief gesetzt, wenn er sie als »Dach des Syenits« (d. i. des Dioritgneisses) von Gailbach bezeichnet.

Besonders beachtenswerth sind einige, zum Theil recht mächtige Einlagerungen, welche, wenn auch an einzelnen Stellen auskeilend, doch ziemlich constant in demselben Horizont im körnig-streifigen Gneiss an verschiedenen Orten wiederkehren. Es sind folgende:

1. Ein etwa 20 bis 40 Meter mächtiger Zug von ziemlich feinkörnigen Hornblendegneissen bezw. Hornblendeschiefern, welche häufig von helleren, saueren Lagen durchsetzt sind. Sie stehen zwischen der Aumühle bei Schweinheim und dem Fussberg, sowie an der Strasse nach Gailbach an und streichen über den Elterhof bis in die Gegend des Klingerhofs und nach Weiler bei Waldaschaff hin.

2. Ein Lager von weissem körnigem Kalk, das im Liegenden des eben unter 1. erwähnten Zuges an mehreren Punkten zwischen dem Elterhof und Haibach aufgeschlossen ist und im gleichen Horizont am Hammelsberg südlich vom Klingerhof beobachtet werden kann. Am Salband ist dieses Lager reich an breitstengeligem Tremolit, nach Thürach (a. a. O., S. 56) auch an

[1]) Ueber das Vorkommen mikroskop. Zirkone etc. Würzburg 1884, S. 56.

mikroskopisch kleinen Anatas- und Zirkonkryställchen; gelbe und rothe Granaten werden von Kittel erwähnt (a. a. O., S. 32).

3. Ein schmaler, etwa in der Mitte zwischen dem körnigen Kalk und dem Dioritgneiss (bezw. Augengneiss) gelegener Zug, in welchem die Gneisse, und zwar sowohl grobkörnige, granitisch oder pegmatitartig ausgebildete, als glimmerreiche und glimmerschieferartige Gesteine, alle reich an zuweilen 1 Centimeter grossen Körnern von braunem Granat sind. Auch diese Zone lässt sich vom Grauberg bei Schweinheim bis nach Strassbessenbach hin verfolgen [1]).

Während in der mächtigen mittleren Abtheilung des körnig-flaserigen Gneisses characteristische, auf bestimmte Horizonte beschränkte Einlagerungen fehlen, wenn man wenigstens von den oben schon erwähnten saueren Ausscheidungen und linsenförmigen Lagen glimmerreichen schieferigen Gneisses, welche durch das ganze Gebiet des körnig-flaserigen Gneisses verbreitet vorkommen, absieht, stellen sich in der oberen Region, also nördlich vom Aschaffthale, wieder **Hornblendegneiss**züge in ziemlich regelmässiger Weise ein. Hornblendegneisslagen von wechselnder Mächtigkeit und mehrfach ganz aussetzend, sind im Glattbachthale aufgeschlossen und scheinen sich von da bis zum Dahlem's Buckel bei Mainaschaff, in den Städtischen Strütwald, nach dem Rauenthal und Steinbach, und andererseits bis in das Goldbachthal, bis zum Sternberg bei Wenighösbach und bis nach Eichenberg, wo sich das Grundgebirge unter dem Zechstein und Buntsandstein verbirgt, fortzusetzen (vgl. z. B. Kittel, a. a. O., S. 35 über die Profile im Glattbacher Thal und an der Kniebrech). Merkwürdiger Weise sind sie dagegen in dem körnig-flaserigen Gneisse, welcher im Kahlthale sattelartig aus dem glimmerreichen schieferigen Gneisse hervorragt und sich südwärts bis zum Kupferbergwerk Wilhelmine bei Sommerkahl erstreckt (vgl. Profil 3), bis jetzt noch nicht aufgefunden worden, trotzdem dieser Gneiss dem normalen

[1]) R. Ludwig, Geognosie und Geogenie der Wetterau, Hanau, 1858, S. 22 und 23, giebt das Streichen richtig an, hält aber die granitartigen Gneisse für Granit.

zweiglimmerigen Gneiss von Mainaschaff, Steinbach, Glattbach und Goldbach im Uebrigen durchaus ähnlich ist.

Kittel erwähnt von den Hornblendegneisseinlagerungen in dieser Zone folgende: 1. »schmächtige Schichten« von »Syenitgneiss« im Gneisse des Rauenthals, in der Striet und bei Glattbach (a. a. O., S. 12); 2. »Grünsteinschiefer« als untergeordnetes Lager im Gneiss in der Nähe des Basaltbruches hinter dem Mainaschaffer Weinberge, und »etwa 10 Fuss mächtig im Syenitgneisse und in der Nähe des Urgrünsteins hinter Glattbach« (S. 32); 3. »Hornblendeschiefer« in grösserer Mächtigkeit anstehend bei Steinbach hinter der Sonne (S. 33); 4. »Grünstein (Diorit)« hinter Goldbach, und bei Glattbach, an ersterem Orte im grobkörnigen Gneiss (ähnlich soll er auch in der Fasanerie auftreten), an letzterem Orte in dem Hohlweg hinter der Kirche, hier nach Kittel vergesellschaftet mit Granit (d. i. Pegmatit), Syenitgneiss, Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer (d. i. Einlagerung von glimmerreichem schiefrigem Gneiss) mit Staurolithen (a. a. O. S. 29). Endlich ist noch hierher zu rechnen: 5. »eine ziemlich starke Schicht von Epidotgneiss, in welchem kleine blassgrüne Körnchen von Epidot die Stelle des Glimmers vertreten«, hinter Goldbach (a. a. O., S. 14): 6. dann »neben diesem eine andere Schicht von Gneiss, in welchem der Glimmer durch blassgrüne, graue und schwärzliche, ziemlich grosse Hornblendekrystalle vertreten wird«.

Andere zersetzte Hornblendegneisse und -Schiefer aus dieser Zone sind von Kittel als »Strahlsteingneiss und Protogine« (S. 33) und sogar als »Gabbro« (S. 34) bezeichnet worden. Die ersteren führt er von den schon oben genannten Orten, aus dem stillen Thale des Strütwaldes, aus dem Glattbacher Thale vom Fuss der Kniebrech, aus dem Goldbacher Thal gegen Unterafferbach hin, »hier überall derselben Schichte angehörend«, an, und ferner weiter nördlich aus denselben Thälern, ein zweites mächtigeres Lager bildend, das »am kenntlichsten, obwohl im halbverwitterten Zustande, hinter der Kirche von Glattbach ist«. Sein »Gabbro« bildet auf dem Rücken des »Bergzuges zwischen Feldkahl und Wenighösbach im Glimmerschiefer« —

richtiger an dem nach Wenighösbach geneigten Abhang an der Grenze des körnig-flaserigen Gneisses gegen den glimmerreichen schieferigen Gneiss (vergl. Profil 1) — »ein kleines Lager von ungefähr 6 Fuss Mächtigkeit. Die Grundmasse ist Schillerspath« — richtiger faserige Hornblende — »mit eingemengten kleinen Körnern von Quarz, Feldspath und körnigem Pistacit. Die Absonderung geschieht in unregelmässigen, faust- bis kopfgrossen, äusserst harten« — richtiger zähen — »Stücken, oder in massigen Blöcken, wie der dortselbsten gleichfalls auftauchende Grünstein«.

Die Beschreibungen Kittel's habe ich hier etwas ausführlicher wiedergegeben, weil aus ihnen selbst am besten hervorgeht, dass die obengenannten von ihm mit so vielen verschiedenen Namen belegten Gesteine sämmtlich nur Hornblendegneiss (und Hornblendeschiefer) von wechselnder Structur und in verschiedenem Zustande der Zersetzung sind. Ueber einige der erwähnten Vorkommnisse will ich noch Folgendes hinzufügen.

Der Hornblendegneiss von Goldbach ist in einzelnen Lagen ziemlich grobkörnig, dabei aber doch ausgesprochen schieferig bis feinflaserig. Durch Einschaltung dünner, gelegentlich auch wohl 5 Millimeter starker Streifen von körnigem Feldspath, Quarz und etwas Biotit zwischen die hornblendereichen Lagen erhält er zuweilen ein streifiges Aussehen. Neben der etwas zersetzten, hellgrün gefärbten, strahlsteinartigen Hornblende stellt sich oft recht reichlich gelbgrüner Pistacit ein, in körnigen Aggregaten durch das Gesteinsgewebe vertheilt; in einzelnen Bänken sind die basischen Gemengtheile sogar vollständig durch den secundär gebildeten Epidot ersetzt. Andere mit typischem Hornblendegneiss wechselnde Bänke führen neben der Hornblende noch ziemlich grosse, etwas gebleichte, bräunliche Biotitblättchen in grosser Menge.

Der Hornblendegneiss, welcher in dem Hohlwege hinter der Kirche von Glattbach etwa 100 Schritt weit aufgeschlossen ist, ist im Allgemeinen ziemlich gleichmässig feinkörnig und zeigt eine nicht gerade sehr in's Auge fallende feinstengelige Structur. Die schwarzen, durchschnittlich 2 Millimeter langen

Hornblendenadeln sind parallel gerichtet und umhüllen, dichtgedrängt neben einander liegend und von vereinzelten Biotitblättchen begleitet, die ebenfalls in der Längsrichtung der Hornblendenadeln gestreckten Aggregate der saueren Gemengtheile. Die letzteren stehen den basischen an Menge nicht nach. Der Quarz tritt dem Feldspath gegenüber entschieden zurück. Er umschliesst im feinkörnigen Gewebe die im Allgemeinen grösser entwickelten Feldspäthe. Diese sind oft noch sehr frisch, und erweisen sich theils als Orthoklas, theils als stark verzwillingter Plagioklas. Recht reichlich durch das ganze Gestein zerstreut ist Titanit in mikroskopisch kleinen Kryställchen.

Etwas gröber ausgebildet sind der titanitreiche Hornblendegneiss von Eichenberg und das viel frischere Gestein vom Sternberg und Löchlesgraben bei Wenighösbach. Beide entbehren der stengeligen Structur, da die breit säulenförmigen Hornblenden in ihnen keine parallele Anordnung besitzen. Das etwas stärker zersetzte Gestein von Eichenberg enthält wenig Quarz und von basischen Gemengtheilen nur Hornblende. Dagegen ist der Gneiss von Wenighösbach reicher an Quarz und führt ebenso, wie der Hornblendegneiss von Glattbach, auch noch Biotit und unter den Feldspäthen, die vorwiegend Orthoklas und nur zum kleineren Theil zwillingsgestreifte Plagioklase sind, auch solche mit deutlicher Mikroklinstructur.

An diesen biotitführenden Hornblendegneissen (oder Glimmeramphiboliten) der oberen Abtheilung des körnig-flaserigen Gneisses lässt sich übrigens die Beobachtung machen, dass mit zunehmendem Biotitgehalt der Plagioklas gegenüber dem Orthoklas ganz entschieden zurücktritt. Sowohl dadurch als durch Zunahme des Biotits auf Kosten der Hornblende entstehen Uebergänge in den normalen körnigen Gneiss.

Die von Kittel als »Gabbro« beschriebenen Massen liegen bei Wenighösbach auf den Aeckern umher und sind als Einlagerungen in einem Zug von Hornblendegneissen zu deuten, welchem auch der zuletzt erwähnte glimmerführende Hornblendegneiss vom Sternberg und Löchlesgraben angehört. Es sind grobkörnig ausgebildete, fast nur aus Hornblende in verschiedenen Zer-

setzungsstadien bestehende, äusserst schwer zerschlagbare Blöcke, welche eine gewisse Aehnlichkeit mit zersetztem Gabbro besitzen. Sie haben entweder eine gleichmässig schmutzig-olivengrüne Farbe oder dadurch, dass sich in dem vorherrschend braungrünen Filzgewebe hier und da rothbraune, unregelmässig begrenzte Flecken einstellen, ein scheckiges Aussehen. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass das Gestein aus einem Aggregat von breiteren, farblosen bis schwach grün gefärbten, faserigen Hornblenden, vielen dünnen farblosen Tremolitfasern und unregelmässig vertheiltem Brauneisen besteht. Einzelne grössere Hornblenden, und unter diesen Zwillinge des gewöhnlichen Gesetzes, scheinen noch die Form der primären Hornblende zu besitzen; sie enthalten aber viele unregelmässig eingelagerte Tremolitfasern und werden kranzförmig von einem Tremolitfilz umgeben. In den frischesten Stücken, welche zur Untersuchung gelangten, ist die herrschende Hornblende bereits faserig, von grüner Farbe und strahlsteinartigem Aussehen. Eine Bildung von serpentinartigen Zersetzungsproducten wurde in den von mir gesammelten Handstücken nicht wahrgenommen.

Die Gneisse, welche im Kahlthale zwischen Blankenbach und Grosskahl einerseits, und zwischen Sommerkahl und Schöllkrippen andererseits, unter dem glimmerreichen schieferigen Gneisse hervortreten, sind den normalen zweiglimmerigen Gneissen, wie sie für die obere Abtheilung der Zone der körnig-flaserigen Gneisse weiter südlich bezeichnend sind, durchaus ähnlich.

In den Gneissen, welche zwischen Vormwald und Schöllkrippen (Profil 3) und besonders in den Hohlwegen östlich und nördlich von Schöllkrippen anstehen, überwiegt der Biotit den Muskowit. Die Structur ist eine feinflaserige bis schieferige, die Farbe eine hell- oder röthlichgraue. Unter den Gemengtheilen herrscht der hell-fleischrothe Orthoklas vor. Die Glimmermineralien treten im Allgemeinen sehr zurück; wenigstens bedecken sie nur sehr selten in zusammenhängenden Massen die Schieferflächen vollständig; am häufigsten erscheinen sie entweder in von einander getrennten Blättchen gleichmässig über die ganze Schieferfläche

zerstreut oder in einzelnen Streifen besonders gehäuft, dadurch eine Art von stengeliger Structur bedingend.

Grobflaserig und augengneissartig entwickelte Varietäten kommen in mehr oder weniger mächtigen Bänken zwischengelagert zwischen den herrschenden, feinflaserigen und schieferigen Gneissen vor. Auch können echte Biotitgneisse und Biotit-freie hellglimmerige Gneisse neben den gewöhnlichen zweiglimmerigen Gneissen, ebenso feldspathreiche und quarzarme neben feldspatharmen und quarzreichen Abarten unterschieden werden. Ueberhaupt ist die Mannigfaltigkeit der verschiedenen Gneissvarietäten in dem oben abgegrenzten Bezirk, zumal wenn man noch auf die Zersetzungsstadien der einzelnen Gemengtheile und auf das häufige Auftreten einzelner accessorischer Mineralien Rücksicht nehmen wollte, eine so grosse, dass es nicht möglich ist, alle die verschiedenen Abarten hier ausführlicher zu beschreiben.

Nur das sei noch erwähnt, dass sich auch glimmerarme, granulitartige Gesteine in wenig mächtigen Bänken hier und da, z. B. in der Nähe von Vormwald, einstellen, bald reicher an Feldspath, bald reicher an Quarz, gewöhnlich recht feinkörnig und im Querbruch manchen mürben Sandsteinen nicht unähnlich. Der Feldspath dieser Gneisse ist nicht selten Plagioklas, der spärliche Glimmer in der Regel Muskowit.

Interessant ist das **Kupfererzvorkommen** in den eben besprochenen Gneissen auf der Grube Wilhelmine (»Obermühle« der bayr. Generalstabskarte) bei Sommerkahl. Der durch die bergbaulichen Aufschlüsse blosgelegte Gneiss ist ziemlich grobkörnig und theils flaserig, theils mehr ebenschieferig; Quarz durchschwärmt ihn in Schnüren und Linsen von grösserer und geringerer Ausdehnung. Die Mehrzahl der Gneissbänke enthält nur weissen Glimmer; doch ist in einigen auch dunkeler vorhanden, mit dem hellem verwachsen, aber an Menge ihm gegenüber zurücktretend. Es hat den Anschein, als ob der weisse Glimmer zum grossen Theil secundär ist und sich erst bei den Vorgängen, welche die Erzführung des Gesteins veranlasst haben, gebildet hat. Der Feldspath kommt sowohl in grösseren, ziemlich stark zer-

setzten, von dem ungleichkörnigen Quarzgewebe umschlossenen Individuen vor, welche dem Orthoklas zugehören, als auch in kleineren, zwischen den Quarzkörnern unregelmässig zerstreut liegenden, frischeren Körnchen, welche sich durch ihre Zwillingsstreifung als Plagioklas zu erkennen geben. Der helle Glimmer beherbergt dunkle, unter etwa 60^0 sich schneidende Säulchen, welche als Rutil zu deuten sind[1]). Aehnliche nadelförmige Mikrolithen finden sich auch mitten in den Zersetzungsproducten des Feldspaths. Titanit, Zirkon und Apatit sind in ziemlich scharf ausgebildeten Kryställchen vorhanden. Von secundären Mineralien ist Calcit zu erwähnen; derselbe liegt in feinen Körnchen zuweilen mitten im Quarz-Plagioklas-Grundgewebe.

Von den Kupfererzen der Grube Wilhelmine finden sich die Schwefelverbindungen nur auf einzelnen unregelmässig das Gestein durchziehenden Spalten und Klüften, die kohlensauren Salze hingegen allenthalben in dem klüftigen Gestein, die feinsten Spalten desselben erfüllend und die Höhlungen krustenförmig überrindend. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Erzführung von dem im Hangenden des Gneisses liegenden Kupferlettenflötz der Zechsteinformation ihren Ausgang nimmt. Die gangartigen Spalten im Gneiss mögen sich zu derselben Zeit mit Schwefelerzen gefüllt haben, als sich anderwärts im Spessart die Kupfererzgänge und Kobaltrücken der Zechsteinformation bildeten. Von den Gängen und dem hangenden Kupferlettenflötz aus haben sich dann die unter dem Einfluss des Sickerwassers und der Luft entstandenen Zersetzungsproducte allenthalben durch das Gestein verbreitet.

Die wichtigsten auf den Gängen auftretenden Erze sind Fahlerz, Buntkupfererz und Kupferkies; jüngerer Entstehung sind Malachit, Kupferlasur, Kieselkupfer, Kupferglimmer und einige seltenere Mineralien, von welchen noch das von Sandberger mit dem Namen Leukochalcit belegte Mineral[2]), ferner der bisher von

[1]) Der Rutil ist überhaupt im Glimmer der Spessartgneisse etwas häufiger, als dies nach Thürach, Vorkommen mikroskop. Zirkone etc., Würzburg 1884 S. 21, der Fall sein soll.

[2]) N. Jahrbuch f. Min. 1881, I, S. 259; vgl. auch Th. Petersen, ebenda, S. 262—64; ebenso Cotta, ebenda, 1876, 570, Referat über seine Abhandlung in der Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung, 1876, No. 14.

der Grube Wilhelmine noch nicht bekannt gewesene Aragonit (in kleinen spiessigen Krystallen) und der von Herrn Grubenverwalter Fischer aufgefundene Pharmakosiderit[1]) erwähnt seien.

Analoge Kupfererzvorkommen sind in der Nähe von Sailauf, bei Goldbach, zwischen Hösbach und Wenighösbach (Kittel, a. a. O., S. 15) und an der Feldstufe bei Feldkahl zeitweilig in Bearbeitung gewesen.

In der Grenzzone gegen den glimmerreichen schieferigen Gneiss findet sich an der Feldstufe östlich von Wenighösbach und ebenso weiter östlich bei Eichenberg, am Wege nach Mittelsailauf, und im Kahlthale am Fusspfad von Schöllkrippen nach Western, allenthalben demselben Niveau angehörig, ein schieferig ausgebildeter, fein- bis mittelkörniger Gneiss von heller Farbe, der vorwiegend aus Feldspath und Quarz besteht und nur auf den Schieferflächen kleine dunkle Biotitblättchen enthält. Der Feldspath, vorwiegend stark zersetzter Orthoklas, bildet, wie an Schliffen quer durch das Gestein sichtbar wird, körnige Aggregate und wird durchsetzt von kleinen flachen Quarzlinsen, die sich aus mehreren Individuen körnig zusammensetzen. Auch secundäre, aus dem Feldspath hervorgegangene Muskowitblättchen, von welchen man in der Regel mit unbewaffnetem Auge nichts wahrnimmt, durchziehen das Quarz-Feldspath-Gewebe, der Schieferung ebenso folgend, wie die Quarzaugen.

Mit derartig ausgebildeten Gneissen wechsellagern an der oberen Grenze des körnig-flaserigen Gneisses, zumal bei Wenighösbach (Profil 1), bei Glattbach (Profil 2) und bei Kleinostheim, einzelne, zum Theil recht mächtige Einlagerungen von glimmerreichem, schieferigem Gneiss, welcher von dem in der folgenden Zone herrschenden Gestein petrographisch nicht unterschieden werden kann. Es wird dadurch ein Uebergang in die folgende Zone vermittelt; derselbe ist an vielen Stellen ein ganz allmählicher und wird um so weniger auffällig, je zahlreicher und je weniger mächtig jene Einlagerungen sind.

---

[1]) Der schon länger bekannte Pharmakosiderit von Schöllkrippen kommt nicht im Gneiss, sondern im Eisenstein der Zechsteinformation am Kalmus bei Schöllkrippen vor.

II. Glimmerreicher schieferiger Gneiss.

Der glimmerreiche schieferige Gneiss ist ein durch das entschiedene Vorwalten der Glimmergemengtheile sehr wenig widerstandsfähiges Gestein. Er bildet ein von zahlreichen, wenig tiefen Thälern, mannigfach gekrümmten Schluchten und tief eingeschnittenen Hohlwegen durchfurchtes, flachwelliges Bergland, in welchem fast allenthalben prachtvolle Aufschlüsse vorhanden sind, die ein lehrreiches Bild von dem Gebirgsbau und der Gesteinsbeschaffenheit geben. Besonders in dem von der Kahl durchströmten Gebiet zwischen Oberafferbach-Rückersbach und Grosskahl-Huckelheim, welches nur noch zum kleinen Theil auf der von Kittel entworfenen geognostischen Karte der Umgegend von Aschaffenburg zur Darstellung gelangt ist, kann man die Ausbildung des glimmerreichen Gneisses am besten studiren und beobachten, dass sein allgemeines Streichen von SW. nach NO. gerichtet ist und das Einfallen durchschnittlich 30 bis 60° NW. beträgt.

Er entspricht, wie ich bereits früher (Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1879, S. 419) erwähnt habe, demjenigen Theil der von Kittel zum Glimmerschiefer gerechneten Gesteine, von dem er behauptet, dass der Glimmer drei Viertheile der ganzen Masse bilde (a. a. O., S. 18—22). Von dem eigentlichen Glimmerschiefer unterscheidet er sich wesentlich durch das Vorhandensein des Feldspaths, der, in der Regel schon in Kaolin zersetzt, nur auf dem Querbruch leicht erkannt werden kann, bei manchen sehr glimmerreichen Varietäten, wie solche z. B. zwischen Schöllkrippen und Western auftreten, aber nur ganz im Innern der einzelnen von dichten Glimmerlagen gebildeten Linsen enthalten ist, und sich sehr leicht ganz der Beobachtung entzieht. Fast durchgängig ist es der dunkle Magnesiumglimmer, der sich in so vorwaltender Weise an der Zusammensetzung des Gesteins betheiligt; doch ist er, wenigstens zum Theil, nicht selten stark gebleicht oder in goldgelbe und lichtbräunliche Blättchen verwandelt. Sehr häufig ist er mit Kaliglimmer verwachsen. Der Quarz pflegt gern in

linsenförmigen Knauern, welche in seltenen Fällen eine Dicke von einem Meter erreichen können, ausgeschieden zu sein; man sieht sie vielfach auf den Feldern zusammengetragen und als Chausséematerial verwendet. Auch grobkörnige Massen von rothem Feldspath und Quarz, zuweilen Chloritbutzen enthaltend oder von radialstengeligem Turmalin begleitet, kommen hier und da vor, z. B. bei Mömbris.

Gewöhnlich wechseln Gneisse, welche reich an dunkelbraunem oder gebleichtem und goldglänzendem Biotit sind und Muskowit in verschiedener Menge enthalten, mit Gneissvarietäten, welche weniger Glimmer führen und schon auf der Schieferfläche zwischen dem immerhin noch vorwaltenden Glimmer etwas Quarz und Kaolin erkennen lassen oder auch wohl von mehrere Millimeter dicken Quarzlagen regelmässig durchzogen sind. Die letzteren Gesteine sind selbstverständlich fester, als die glimmerreichen; sie treten allenthalben, auch da, wo sie in nur wenig mächtigen Bänken vorhanden sind, in den an Mächtigkeit weit überwiegenden, aber gewöhnlich ganz aufgelösten, weichen, glimmerreichen Schichten recht deutlich hervor. Andere Varietäten des glimmerreichen schieferigen Gneisses nähern sich dem eigentlichen Glimmerschiefer dadurch, dass der Quarz auf Kosten des Feldspaths sich reichlicher einstellt.

Die Gneissgesteine dieser Zone sind fast durchaus ziemlich ebenschieferig oder zeigen eine feine Fältelung und Rippung der Schieferfläche. Letzteres ist besonders bei denjenigen Gneissen zu beobachten, welche hellen Glimmer ausschliesslich oder in reichlicher Menge neben dem Biotit enthalten. Der helle Glimmer ist dann nicht selten sericitisch ausgebildet und schmiegt sich in dichtem Gewebe eng an die Runzeln und Falten auf den Schieferflächen an, so z. B. in den Gesteinen in der Nähe des Buchwäldchens zwischen Oberschneppenbach und Hofstädten und an den Weinbergen von Kleinostheim. Andere Gneisse haben eigenthümlich unebene, von vielen beulenartigen Erhebungen bedeckte Schieferflächen und auf dem Querbruch eine feine Augengneissstructur, bedingt durch das porphyrartige Auftreten einzelner Quarz-Feldspath-Körner oder grösserer Feldspäthe oder Granaten.

Der glimmerreiche Gneiss ist in einzelnen Bänken ausserordentlich reich an accessorischen Gemengtheilen. Besonders häufig ist Granat, der sich in Krystallen bis zu Erbsen- und Haselnussgrösse findet, aber nur in den kleineren, zumal in den mikroskopisch kleinen Kryställchen noch frisch erscheint. In der Regel ist er in Brauneisen, oder in ein Gemenge von Brauneisen und Chlorit oder Biotit umgewandelt. Sehr schön findet er sich, sowohl frisch in rubinrothen, ebenflächig begrenzten Rhombendodekaëdern, als in den ebenerwähnten Pseudomorphosen, zusammen mit Staurolith in dem Hohlweg nördlich von Königshofen, in einem zweiglimmerigen Gneisse, welcher neben Orthoklas noch Plagioklas, allerdings nur in kleinen Kryställchen mitten zwischen den Quarzkörnern, und Zirkon und Apatit ziemlich reichlich enthält. Ferner kommt Granat sehr schön bei Mömbris in einem muskowitreichen Gneiss und in einem in der Nähe anstehenden muskowitfreien, feldspatharmen, von mehreren, bis 2 Millimeter dicken Quarzlagern durchzogenen Biotitgneiss vor.

Fast ebenso weit verbreitet als der Granat ist der Staurolith. Seine ebenflächig begrenzten, bis zu 2 Centimeter langen Krystalle werden bei starken Regengüssen aus dem lockeren Gestein ausgespült und können dann auf den Fahrwegen und in den Gräben an den Bergabhängen in Menge gesammelt werden. Hauptfundstellen für den Staurolith sind Königshofen, wo ich ausser einfachen Krystallen als Seltenheit auch Zwillinge nach $^{3}/_{2}\breve{P}^{3}/_{2}$ gefunden habe, die Höhe südlich bei Schimborn, der Hohlweg nördlich von Feldkahl und der Abhang nördlich bei Mömbris. In mikroskopisch kleinen Krystallen, welche ebenso, wie die grösseren, Quarzkörner in grosser Menge umschliessen und einen starken Pleochroismus zwischen gelb- und röthlichbraun zeigen, kommt der Staurolith fast in allen näher untersuchten glimmerreichen Gneissen dieser Zone vor.

Im ganzen seltener als Granat und Staurolith, wenn man von den gewöhnlich vorhandenen mikroskopischen Kryställchen absieht, ist der Turmalin. Er findet sich namentlich schön in Form von mehrere Millimeter langen nadelförmigen Kryställchen in dem dunkelen Burgberger und im hellen sericitischen Gneiss

aus der Nachbarschaft der Erzgänge im Lochborner und Röhriger Revier bei Bieber, etwa 5 Kilometer vom oberen Kahlthal entfernt, wo der Glimmergneiss auf kurze Erstreckung noch einmal zu Tage tritt, sonst aber besonders häufig in den Quarzlinsen in Form radial- oder parallelstengeliger Büschel von dunkler Farbe. Den von Flurl und dann von Kittel (a. a. O., S. 19 und 25) beschriebenen »Schörlschiefer«, welcher bei Schöllkrippen »eine Schichte oder ein Lager bildet, was fast nur aus büscheligen Krystallen von gemeinem Turmalin besteht«, habe ich an diesem Orte bis jetzt noch nicht auffinden können.

Auch das Vorkommen von Glaukophan, welches Thürach (a. a. O., S. 48) als grosse Seltenheit aus dem »Staurolith-Gneiss« von Steinbach, ohne nähere Angabe, erwähnt, ist mir nicht genauer bekannt.

Dagegen habe ich zwischen Schöllkrippen und Unterschneppenbach, in einer in den glimmerreichen Gneiss tief eingeschnittenen Schlucht, ein für den Spessart neues Mineral gefunden, nämlich Andalusit. Derselbe bildet 1 bis 2 Centimeter lange Krystalle der Combination $\infty P \,.\, oP$, von kurz gedrungenem prismatischem Habitus. Randlich sind die Krystalle bedeckt mit silberweissem Muskowit, nur im Innern sind sie noch frisch und von blass röthlicher Farbe. Eine von Herrn Dr. Linck ausgeführte Analyse des frischeren Materials ergab 37,52 $Si\,O_2$ und 59,07 $Al_2\,O_3$ (daneben noch kleine Mengen von Kalk, Magnesia und Alkalien, die von dem eingewachsenen Muskowit herrührten), was mit den bekannten Analysen sehr gut übereinstimmt. Vergesellschaftet mit dem Andalusit ist Muskowit in etwa 2 Centimeter grossen Krystallen mit deutlicher Fältelung auf den Basisflächen (vergl. oben S. 43) und Quarz in linsenförmigen, körnigen Massen. Die genannten Mineralien bildeten eine nicht sehr ansehnliche linsenförmige Ausscheidung mitten im glimmerreichen schieferigen Gneiss.

Das Magnet- und Titaneisen ist in allen Varietäten des glimmerreichen Gneisses ein sehr gewöhnlicher Gemengtheil. Nach starken Regengüssen sammeln sich die kleinen Kryställchen und Körner in den Wagengeleisen der ansteigenden Fahrwege und in den Wasserrissen an einzelnen Stellen als schwarzer, metallisch glänzen-

der Sand in grosser Menge an; dieser wird vielfach gewonnen und als Streusand benutzt. Mit dem Magnet- und Titaneisen zusammen finden sich nicht selten kleine Körner von Granat und Staurolith, auch kleine Turmaline, ferner Rutil- und Zirkonkryställchen.

Als Einlagerungen im glimmerreichen schieferigen Gneiss sind bemerkenswerth Hornblendegneisse und Quarzitschiefer, bezw. quarzreiche Glimmerschiefer.

Die **Hornblendegneisse** sind nur wenig mächtig, und im Ganzen sehr ähnlich den oben erwähnten Hornblendegneissen von Glattbach und Eichenberg. Sie sind bekannt durch Kittel (a. a. O., S. 29 und 32) von Feldkahl, wo sie im Hohlwege nördlich vom Dorf mit südlichem Einfallen anstehen, sowie von Erlenbach und Kaltenberg. Ich kann weiter nennen ein etwa 2 Meter mächtiges Lager, welches am Wege von Wenighösbach nach Schimborn (Profil 1b), in dem gleichen Horizont liegt, wie das von Erlenbach, ferner ein Vorkommen von der Womburg bei Schimborn und endlich aus dem nördlichen Theil des Gneissgebietes ein Vorkommen von Unterwestern, wo an der Kreuzung des südlich vom Dorf befindlichen, bogenförmig gekrümmten Hohlwegs mit dem vom Dorf aus gerade östlich verlaufendem Wege ein wenig mächtiges Lager beobachtet wird.

Weit ansehnlicher sind die **Quarzitschiefer**einlagerungen. Sie finden sich besonders in der mittleren und oberen Abtheilung des glimmerreichen schieferigen Gneisses. Am tiefsten liegt die Quarzitschieferlinse, welche westlich von Grosslaudenbach, zwischen diesem Dorfe und der Klotzenmühle, auf der Höhe des Gansberges ausstreicht. Einem höheren Niveau dürften die etwas ansehnlicheren und länger anhaltenden Lager südlich von Erlenbach (am Wege nach Feldkahl) und südöstlich von Schimborn (im Thale der Feldkahl, etwa 20 bis 30 Meter mächtig) angehören.

Der Quarzit von Erlenbach ist von grauer bis grünlichgrauer Farbe und zerfällt durch Klüfte quer und parallel der Schieferung in mehr oder weniger dünne, parallelepipedisch gestaltete, scharfkantige Stücke. Die Schieferung ist bedingt durch lagenförmig

angeordnete grünlich-weisse Glimmerblättchen, die sich in einzelnen Zonen sparsamer, in anderen reichlicher einstellen. Unregelmässig in dem Gestein vertheilt sitzen winzige rothe Granaten, und in Höhlungen kleine dunkele Eisenglanzblättchen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein fein- und ungleichkörniges Quarzaggregat, welches wirr durch einander liegende, oft hin und her gebogene Muskowitblättchen in ziemlich grosser Menge enthält. Feldspath scheint sich nicht an dem Aufbau des Gesteins zu betheiligen; in einzelnen Lagen sind dagegen Pseudomorphosen von Brauneisen nach einem hexaëdrisch krystallisirenden Mineral, vermuthlich nach Eisenkies, ziemlich häufig.

Anscheinend in dem gleichen Niveau, vielleicht ein wenig höher liegt das durch Steinbruchsbetrieb blossgelegte Quarzitlager vom Kalmus zwischen Schöllkrippen und Unter-Krombach. Der Quarzit besitzt eine schon mit dem blossen Auge deutlich wahrnehmbare körnige Structur, ist also viel grobkörniger als der Quarzit von Erlenbach. Dabei ist er viel ärmer an Muskowit, der in manchen Lagen sogar ganz zu fehlen scheint, und enthält in seinen durch Eisenoxyd etwas röthlich gefärbten Varietäten zahlreiche Kaolinkörnchen, reihenförmig parallel den Schieferflächen angeordnet. Auch mikroskopisch kleine Granatkrystalle in Form des Rhombendodekaëders wurden im Quarz eingeschlossen beobachtet.

Etwa 200—300 Meter mächtig und über 8 Kilometer anhaltend ist der Quarzitschieferzug, welcher bei der Heiligkreuz-Ziegelhütte zwischen Kahl und Huckelheim unter dem Buntsandstein und Zechstein hervortritt und sich von da in südwestlicher Richtung bis nach Niedersteinbach im Kahlthal fortsetzt. Er wird von den Thälern der Westernkahl und des Schneppenbachs durchquert und ist in diesen, zumal bei Western, vortrefflich aufgeschlossen. Bei seiner sehr bedeutenden Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Atmosphärilien, besonders im Vergleich zu dem ihn umgebenden glimmerreichen Gneiss, ragt er als ein beiderseits ziemlich steil abfallender Grat aus diesem empor und bildet auf seinen unfruchtbaren und deshalb nicht vom Ackerbau benutzten Höhen hier und da ansehnliche Felsmassen. Er erinnert

somit in seinem orographischen Charakter an den weit grossartigeren, von Gümbel in seinem schönen Werk über das ostbayerische Grenzgebirge beschriebenen und durch charakteristische Skizzen veranschaulichten Pfahl.

In dem Steinbruch zwischen Ober- und Unterwestern, in welchem der Quarzit als Chausseematerial gewonnen wird, wechseln quarzreiche, durch dünne Glimmerlagen schieferige Quarzitbänke von durchschnittlich 10 — 30 Centimeter Mächtigkeit mit dünnschieferigen glimmerreichen Gesteinen. Die Quarzite haben durchgängig ein feines Korn, viel feiner als der Quarzit vom Kalmus, und besitzen demgemäss einen ausgesprochen splittrigen Bruch. Der Glimmer, welcher in schuppigen Aggregaten die meist ebene Schieferfläche nur zum Theil bedeckt, ist bald silberweiss, bald wie der Chromglimmer grün gefärbt, ohne indessen eine deutliche Chromreaction zu geben [1]). Als mikroskopisch kleine Einschlüsse finden sich Kryställchen und Körner von Magneteisen, z. Th. umgewandelt in Brauneisen, ferner Säulchen eines bräunlichen und eines grünlichen bis bläulichen stark doppeltbrechenden Minerals. Die gelbbraunen Säulchen gehören offenbar dem Rutil an, welcher auch in vereinzelten herzförmigen Zwillingen beobachtet wurde; dagegen dürften die schwach grünlich und bläulich gefärbten Krystalle wohl Zirkon sein. Eine eingehendere Untersuchung dieser kleinen Gebilde habe ich bis jetzt noch nicht vorgenommen.

Die glimmerreichen Zwischenlagen des Quarzitzuges haben verschiedene Mächtigkeit. Sie wechseln in ihrem Aussehen und in ihrer Festigkeit je nach der Menge des Glimmers, der an ihrer Zusammensetzung Theil nimmt. Zwischen Varietäten, welche den Glimmer nur auf den Schichtungsflächen in noch zusammenhängenden Massen zeigen und bei seinem weiteren Zurücktreten geradezu Uebergänge in den eben besprochenen Quarzit bilden, und zwischen Varietäten, in welchen der Quarz ganz untergeordnet, etwa nur noch in Form von schmalen Linsen zwischen dem vor-

[1]) Sandberger will in ähnlichem Glimmer von Steinbach im Kahlthale durch Löthrohrversuche das Chrom nachgewiesen haben, vergl. Neues Jahrb. für. Min. 1879, S. 368.

waltenden Glimmer erscheint, giebt es alle nur denkbaren Zwischenstufen. Einzelne der letzteren Arten sehen selbst dem glimmerreichen Gneisschiefer nicht unähnlich, besitzen aber gewöhnlich einen etwas röthlichen oder bräunlichen Farbenton durch reichlich vorhandenes Roth- oder Brauneisenerz, welches hier bei der durchgängig lichteren Farbe des Glimmergemengtheils viel intensiver färbt, als bei den dunkeleren glimmerreichen Gneissen. Ausserdem ist aber ein wesentlicher Unterschied darin vorhanden, dass Feldspath an dem Aufbau des Quarzitschieferzuges sich gar nicht, oder höchstens nur in ganz untergeordneter Weise, betheiligt. Der Glimmergemengtheil der Schieferlagen ist nach seinem mikroskopischen Verhalten als Muskowit zu bezeichnen. An Einschlüssen finden sich in den glimmerreichen Schiefern einmal die gleichen, wie in den quarzitischen Lagen, dann aber noch ziemlich häufig Granat in zahlreichen kleinen Rhombendodekaëdern, aber nicht mehr frisch, sondern umgewandelt in ein Gemenge von Brauneisen, Quarz und hellem Glimmer, und ferner noch Turmalin in braunen, bis 3 Millimeter langen Kryställchen.

Spalten innerhalb des Quarzitzuges sind mehrfach mit feinkörnigem Quarz und blättrigem Schwerspath erfüllt. Am Buchwäldchen bei Hofstädten betheiligt sich auch Brauneisenstein und am Steinchenberg bei Western brauner Glaskopf und Sammetblende an der Ausfüllung dieser Spalten.

Erwähnt sei noch, dass in der Nähe von Königshofen, in der unteren Zone des glimmerreichen schieferigen Gneisses, zwei etwa 1 Meter mächtige, nordwestlich streichende Gänge eines stark zersetzten Eruptivgesteins auftreten. Das Gestein ist weich, zerreiblich, in feuchtem Zustande thonig-schmierig, hat eine bräunlich-graue Farbe, ist theils compact, theils blasig ausgebildet, und im letzteren Falle manchen zersetzten Melaphyren nicht unähnlich. Das Gestein als einen Kersantit aufzufassen, erscheint nicht gerechtfertigt; die an einzelnen Stellen vorhandene blasige Ausbildung spricht sogar dagegen. Am meisten Wahrscheinlichkeit hat die Deutung dieser Gesteine als Melaphyr, umsomehr als im benachbarten Gebiet ja mehrfach Gänge und Decken von Melaphyr auftreten, z. B. im Main unterhalb Offenbach, und in der

Nähe von Urberach westlich von Babenhausen, also etwa 30—35 Kilometer von Königshofen entfernt.

Die mikroskopische Untersuchung des vollständig zersetzten Gesteins giebt keinen Aufschluss; man beobachtet nur Kaolin in feinsten Körnchen, in innigem Gemenge mit Brauneisen.

Die bei Obersailauf auftretenden Quarzporphyre entsprechen, ebenso wie die in den tieferen Regionen des Grundgebirges an mehreren Orten in der Nähe von Aschaffenburg vorkommenden Basalte und Phonolithe, Eruptionsstielen von Gesteinen, welche dem Rothliegenden bezw. Tertiär zugehören.

III. Quarzreicher Glimmerschiefer oder Quarzitglimmerschiefer.

Die auf den glimmerreichen Gneiss folgende sehr mächtige Zone des Quarzitglimmerschiefers beginnt auf der Linie Oberwestern — Hofstädten — Niedersteinbach — Molkenberg — Hohl-Häuserackerhof und lässt sich nach Norden bis zu einer vom Eicher Hof bei Gelnhausen über Grossenhausen-Horbach nach Kälberau und Hörstein gezogenen Linie verfolgen. Innerhalb dieses Gebietes kann man ein im Allgemeinen nordöstliches Streichen, und, von ganz wenigen Stellen abgesehen, wo kleinere Störungen vorliegen, ein Einfallen von 30—80, durchschnittlich etwa 50° in nordwestlicher Richtung beobachten.

Die Gesteine, aus welchen sich der Quarzitglimmerschiefer zusammensetzt, sind, abgesehen von weiter unten zu besprechenden wenig auffälligen Einlagerungen, ausserordentlich ähnlich denjenigen, welche in dem Quarzitschieferzug von Western-Niedersteinbach vorkommen, sodass sie deshalb etwas kürzer behandelt werden können. Auch sei gleich hier darauf aufmerksam gemacht, dass der Glimmergneisszug, welcher (in Profil 3) zwischen Polsterbecke und Dörsenbach eine Mächtigkeit von etwa 500 Meter besitzt, zwischen Dürrensteinbach und Niedersteinbach, also 6 Kilometer weiter nach SW. hin, sich auskeilt, wodurch der an dieser

Stelle ebenfalls weit weniger mächtige Quarzitzug von Western-Polsterhecke sich mit dem Quarzitglimmerschiefer vereinigt. Erst jenseits der Kahl treten zwischen jenem Quarzitzug im Liegenden und dem Quarzitglimmerschiefer im Hangenden einige Glimmergneisslinsen von grösserer Mächtigkeit auf (vergl. Profil 2), welche aber auf der Höhe des Hahnenkamms wiederum auszukeilen scheinen. Man könnte bei dieser Lagerung darüber streiten, ob es richtiger ist, den Quarzitzug von Western-Polsterhecke als Einlagerung im glimmerreichen Gneiss zu betrachten, oder den hangenden Glimmergneiss als Einlagerung im Quarzitglimmerschiefer. Ich habe im Jahre 1875 bei der geologischen Kartirung des Blattes Bieber, als mir die Lagerungsverhältnisse weiter im Südwesten noch nicht bekannt waren, mich für die erste Annahme entschieden, lediglich mit Rücksicht auf die viel grössere Mächtigkeit des hangenden Glimmergneisses gegenüber der des liegenden Quarzitzuges, und möchte nun nicht ohne genügenden Grund von meiner früheren Auffassung abgehen. Jedenfalls folgt aus den eben erwähnten und zumal aus den im Profil 2 wiedergegebenen Lagerungsverhältnissen an der Grenze vom glimmerreichen Gneiss und Quarzitglimmerschiefer, noch mehr aber aus der Betrachtung einzelner Profile in den Grenzregionen selbst, dass auch zwischen diesen beiden Zonen keine haarscharfe Grenze vorliegt, sondern vielmehr ganz ähnliche Uebergänge vorhanden sind, wie an der Grenze des glimmerreichen Gneisses gegen den körnig-flaserigen Gneiss.

Im Gebiet des Quarzitglimmerschiefers lassen sich, ähnlich wie in dem Quarzitschieferzug von Western, quarzreiche und quarzärmere, glimmerreichere Abarten unterscheiden. Diese treten gewöhnlich zu grösseren Complexen zusammen, so dass glimmerreiche und glimmerarme Zonen unterschieden werden können. Die Mächtigkeit dieser Zonen ist eine sehr wechselnde, auch keilen sie sich öfter aus; zumal bei geringer Mächtigkeit halten sie nicht weit an.

Eine besonders quarzreiche Zone, in welcher Quarzitschiefer mit wenig Glimmer, von weisser, röthlicher oder auch grünlicher Farbe, herrscht und hier und da felsbildend zu Tage tritt, verläuft vom Gleisberg und Kreuzberg bei Geiselbach über den

Schanzenkopf, dem Teufelsgrund entlang, nach dem Hahnenkamm, hier die höchste Erhebung des Spessarts in seinem westlichen Theile bildend. Eine andere quarzreiche Zone ist die unmittelbar über dem glimmerreichen Gneiss lagernde, welche vom Müllerstein zwischen Geiselbach und Huckelheim bis zum Stein bei Omersbach und gegen Niedersteinbach hin verfolgt werden kann. Wieder andere quarzreiche Zonen, z. B. am Wiedermark und Hässlich zwischen Geiselbach und Grossenhausen, und nördlich davon am Reulstock und Pflanzenrain, sind durch eine wellig-schieferige und theilweise stengelige Structur, auch durch feine Längsfalten und Runzeln auf den Schieferflächen, den vorher erwähnten mehr ebenschieferigen Quarzitschiefern gegenüber also durch eine auffallende Holzstructur ausgezeichnet.

Glimmerreiche Lagen von sehr verschiedener Mächtigkeit finden sich, gut aufgeschlossen, unmittelbar im Hangenden der obenerwähnten Quarzitschiefer-Zone des Müllersteins, sowohl am Ziegelberg als auch westlich vom Stein bei Omersbach, dann in dem vom Omersbach bis zum Falkenbach und in den Teufelsgrund herabziehenden Thale, sowie im Teufelsgrund selbst. Die Glimmerschiefer dieses Zuges sind bald von gelblich- oder grünlich-grauer, auch dunkelgrauer Farbe, bald durch Eisenoxyde roth oder braun gefärbt, auch gefleckt und gestreift. Ganz regelmässig wechseln in ihnen Lagen von Glimmer mit solchen von Quarz.

Aehnliche glimmerreiche Schiefer liegen zwischen den anderen obenerwähnten Quarzitzügen, die flachen Einsenkungen, Mulden und Thalbildungen zwischen jenen meist durch steilere Bergformen ausgezeichneten Zonen erfüllend.

Nahe an der oberen Grenze des Quarzitglimmerschiefers, am Eicher Hof, bei Grossenhausen, Kälberau und Hörstein kommen phyllitisch aussehende Glimmerschiefer vor, in welchen die einzelnen Glimmerblättchen nicht mehr mit unbewaffnetem Auge unterschieden werden können. Kittel hat (a. a. O., S. 23) zuerst auf diese von Hörstein und Alzenau ihm bekannt gewordenen »Abänderungen des Glimmerschiefers, die zu dem Thonschiefer hinneigen«, aufmerksam gemacht, und Gümbel hat dann später, zuletzt 1881, a. a. O., S. 16, die Bedeutung dieser Beobachtung

entsprechend hervorgehoben. Die seidenartig glänzenden Gesteine sind weiss, oder von grauer, gelblicher und brauner Farbe, sehr dünnschieferig und gewissen Taunusgesteinen auf das täuschendste ähnlich.

Ueber die **Gemengtheile des Quarzitglimmerschiefers** mögen hier noch einige Bemerkungen angereiht werden.

Der Glimmer ist in der Regel silberweiss. In den glimmerreichen Gesteinen bildet er zusammenhängende Lagen, während in den quarzreichen Schiefern seine Blättchen, zu feinen Streifen aneinandergereiht, knapp den sechsten Theil der Schieferfläche bedecken. In den letzteren ist er zuweilen ganz oder theilweise intensiv grün gefärbt. Derartige von Sandberger als Chromglimmer bezeichnete Blättchen finden sich besonders in sehr harten Quarzitschiefern, welche in einem Steinbruch südöstlich von Grossenhausen an der Strasse nach Huckelheim und an verschiedenen Stellen im unteren Kahlthal als Chausseematerial gewonnen werden. Das specifische Gewicht eines solchen grünen Glimmers von Huckelheim wurde zu etwas höher als 2,85 bestimmt. Reines, mit Thoulet'scher Lösung isolirtes Material ergab eine nur schwache Chromreaction; die Phosphorsalzperle wurde nur ganz hellgrünlich gefärbt, während mit der Natronschmelze gar keine deutliche Chromreaction zu erhalten war. Jedenfalls ist der Gehalt an Chrom, von welchem zweifellos die grüne Farbe herrührt, weit geringer als in den bis jetzt analysirten Chromglimmern vom Zillerthal und von Syssert. Bei der Verwitterung des Gesteins wird der Glimmer gewöhnlich gelblich, braun oder roth gefärbt, dadurch dass das secundär gebildete Braun- oder Rotheisen auf den Spaltungsflächen eindringt. — Biotit wurde im normalen Quarzitglimmerschiefer niemals beobachtet.

Der Quarz bildet in den Quarzitschiefern entweder ein regellos- und ungleichkörniges Gewebe, oder tritt, was noch häufiger der Fall zu sein scheint, ausser in kleinen Körnern auch noch in grösseren spindelförmig gestalteten Individuen auf, welche, bald etwas gebogen, bald gerade und parallel gerichtet, eine erst unter dem Mikroskop erkennbare Flaser- und Schieferstructur des Gesteins bedingen. Die erstere Structur, an die des oben er-

wähnten Quarzites vom Kalmus erinnernd, ist den Quarzitschiefern von Huckelheim, die letztere manchen Gesteinen von Grossenhausen und vom Hahnenkamm eigenthümlich. Ein scharfer Unterschied existirt übrigens zwischen den beiden Structuren nicht; sie gehen vollständig in einander über.

Die einzelnen Quarze sind gewöhnlich sehr unregelmässig begrenzt und bieten im Durchschnitt recht zackige Umrisse dar, sind also wie in einander verzapft. In manchen Gesteinen, wie z. B. in dem körnig struirten Quarzit von Horbach, hat der Quarz jedenfalls in Folge mechanischer Einflüsse, auf welche auch der sericitisch ausgebildete Glimmer hinweist, eine striemige Beschaffenheit, oft von solcher Regelmässigkeit, dass man bei Betrachtung im polarisirten Licht eher an Plagioklas als an Quarz denken möchte. Oefter ist er auch unregelmässig verbogen.

Bemerkenswerth ist ferner, dass die Quarze einiger Quarzitschiefer (besonders von Horbach und von Huckelheim) reich an Flüssigkeitseinschlüssen, anscheinend auch an solchen mit doppelter Libelle, sind, die, zu einzelnen Reihen angeordnet, das ganze körnige Quarzgewebe in paralleler Richtung durchziehen, ohne irgendwie durch die Grenzen der einzelnen Körner in ihrem Verlaufe gestört zu werden. Auch an dem obenerwähnten Quarzitschiefer von Western, der als Einlagerung im glimmerreichen schieferigen Gneiss vorkommt, kann man die gleiche Erscheinung wahrnehmen [1]).

[1]) Auch Sauer und Cohen haben an Quarzitschiefern des Erzgebirges und der Vogesen dasselbe Verhalten beobachtet. Sauer hebt hervor, dass zahllose Flüssigkeitseinschlüsse im Sinne der Schichtung zu weit fortlaufenden Streifen angeordnet, den Quarzitschiefer der unteren Stufe des Freiberger Gneissterrains, aus der Gegend südlich von Freibergsdorf, durchziehen, ohne nur im geringsten durch die gegenseitigen Grenzen und Verwachsungsnähte der Quarzkörner in ihrem durchgehenden Verlaufe beeinflusst zu werden (Erläut. zur Section Freiberg-Langhennersdorf der sächs. Specialkarte, 1887, S. 14). — E. Cohen erwähnt von einem Quarzitschiefer aus dem Liegenden der Weiler Schiefer in der Nähe von Urbeis (Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen, III, 3, 1889, S. 186), dass Reihen von zahlreichen Poren, welche mit Flüssigkeit erfüllt sein dürften, auf grosse Erstreckung ungestört aus einem Quarzkorn in die benachbarten fortsetzen, und im gewöhnlichen Licht in Folge dessen der ganze Dünnschliff aus einem Quarzindividuum zu bestehen scheint.

Feldspath fehlt in der Hauptmasse der Quarzitglimmerschiefergesteine vollständig. Nur in einem im Allgemeinen wenig ansehnlichen Gestein an der Grenze gegen den glimmerreichen schieferigen Gneiss erscheint Orthoklas als ein wesentlicher Gemengtheil und macht es dadurch zu einem echten Gneiss. Derselbe ist von röthlicher Farbe, ist nicht sehr reich an hellem Glimmer, enthält den fleischrothen Feldspath und grauen Quarz etwa zu gleichen Theilen und zeigt bei mürber Beschaffenheit eine Neigung zur stengeligen Absonderung. Am besten ist das Gestein aufgeschlossen in der Nähe von Niedersteinbach, wo es mehrere wenig mächtige Bänke bildet. Ausserdem kommt Orthoklas nur hier und da in einzelnen gröberen, linsenförmigen oder gangartigen, wesentlich aus Quarz bestehenden Ausscheidungen innerhalb der glimmerreichen Gesteine, der eigentlichen Glimmerschiefer, untergeordnet vor und ist dann in der Regel in Kaolin umgewandelt; so z. B. zwischen Rotheberg und Teufelsmühle. Sonst ist der Feldspath beschränkt auf verhältnissmässig schmale Einlagerungen eigenthümlicher, unten noch näher zu besprechender Gesteine.

Accessorisch erscheint in dem Quarzitglimmerschiefer ausser den Eisenerzen, welche frisch und in verschiedenen Zuständen der Zersetzung allgemein verbreitet auftreten, besonders häufig der Granat. Selten findet er sich noch in frischen rothbraunen Körnern und kleinen etwa Stecknadelkopf-grossen Kryställchen, wie in den quarzitischen Lagen an der Strasse zwischen Huckelheim und Oberwestern unweit des ersten Dorfes; gewöhnlich ist er zersetzt und umgewandelt in ein glimmerartiges, sehr feinkörniges Mineral, welches von Quarz- und Brauneisenadern durchzogen wird. Viele solche Pseudomorphosen findet man in glimmerreichen Lagen in der Nähe des Hüttengesässhofes im Kahlthale und am Rochusberg und Kreuzberg bei Geiselbach; einzelne Gesteine bestehen fast zur Hälfte aus ihnen.

Auch Turmalin ist, zumal in den granatführenden Gesteinen vom Hüttengesässhof, recht verbreitet. In grösseren nicht wohl zu übersehenden Massen, und zwar in radialstänglichen Aggregaten von schwarzer Farbe, findet er sich ziemlich häufig in den grossen Quarzausscheidungen innerhalb der glimmerreichen Lagen,

besonders zwischen Rotheberg und Hüttengesässhof. In dem Gesteinsgewebe selbst kommt er meist nur in mikroskopischen Kryställchen von brauner oder dunkelgrüner Farbe ganz allgemein verbreitet vor, aber nur an einzelnen Orten in etwas ansehnlicher Menge. Ziemlich reichlich findet er sich z. B. in den rothen glimmerreichen Zwischenlagen, welche an der Gelnhäuser Strasse nordwestlich oberhalb des Dorfes Huckelheim zwischen quarzreichen Schiefern liegen und mit diesen von einem ehedem versuchsweise abgebauten Rotheisensteingang durchsetzt werden. Sie sind durch eine sehr deutliche Fältelung ausgezeichnet, führen neben röthlichen, durch beigemengtes Eisenoxyd gefärbten Muskowitlagen auch weisse sericitische Massen und enthalten verhältnissmässig nur wenig Quarz in einzelnen von dem bei weitem vorwiegenden Glimmer augenartig umschlossenen Körnern und Linsen.

In einzelnen Lagen dieser Gesteine liegen dicht gedrängt neben einander oft mehrere Millimeter grosse Krystalle von Granat, die in der Regel nicht mehr frisch, sondern in eine braune erdige Masse zersetzt sind. Ferner kommen in ihnen in verhältnissmässig grosser Zahl scharf begrenzte Pseudomorphosen von einer specksteinartigen oder sericitischen Masse nach einem in hexagonalen Prismen krystallisirenden Mineral vor. Nach ihrer Form, welche bei der vollständigen Umwandlung der Krystalle allein in Betracht kommen kann, möchte ich sie für Pseudomorphosen nach Beryll halten. Die Prismen erreichen eine Länge von etwa 10, und eine Breite von 2—3 Millimeter.

Ferner ist in allen näher untersuchten Gesteinen der Quarzitglimmerschieferregion Rutil in kleinen, intensiv gelbbraunen Prismen reichlich vorhanden. Ganz besonders häufig ist er in den grünen Glimmer führenden Quarzitlagen in der Nähe des Hüttengesässhofes. Er kommt gewöhnlich in einfachen Krystallen, seltener auch in knie- und herzförmigen Zwillingen vor. Sagenitgewebe wurden in den untersuchten Dünnschliffen nicht beobachtet.

Weniger sicher bestimmt ist der Zirkon. Kleine wasserhelle und etwas bläulich oder grünlich gefärbte Kryställchen,

welche im Quarz eingewachsen vorkommen, dürften, wenn sie sich nicht als Apatit erweisen, als Zirkon aufzufassen sein. Als solche sind wohl auch die in den Gesteinen sehr verbreitet auftretenden kleinen rundlichen Körner zu betrachten, die eine starke Doppelbrechung zeigen und wasserhell bis schwach bläulich oder grünlich gefärbt sind. Thürach erwähnt den Zirkon als einen häufigen Gemengtheil der Quarzitschiefer und Quarzitglimmerschiefer (a. a. O. S. 57) und giebt an, dass auch Brookit, Anatas und Staurolith, hin und wieder sogar häufig, sich in ihnen einstellen. Von den letztgenannten Mineralien habe ich in den von mir untersuchten Gesteinen keines mit Sicherheit nachweisen können.

Apatit wurde in grösseren hexagonalen Prismen und noch frisch nur einmal in einem an grünem Glimmer reichen Quarzitschiefer, welcher im unteren Kahlthal zur Chausseebeschotterung verwendet wird, beobachtet. Bemerkenswerth war an diesen Apatitprismen, dass sie hin und wieder ein Rutilkryställchen umschlossen. Im Quarz eingewachsen kommt Apatit in äusserst winzigen Krystallen ziemlich verbreitet vor; er ist dann nicht leicht vom Zirkon zu unterscheiden.

Ob einzelne in Brauneisen umgewandelte Krystalle von quadratischem Querschnitt, welche sich am Rochusberg bei Geiselbach ziemlich häufig auf den Schichtflächen der Gesteine finden, auf Eisenkies zurückzuführen sind oder auf Granat, lasse ich dahingestellt.

Besonders bemerkenswerthe, von den oben beschriebenen **abweichende Gesteine,** welche **in der unteren Abtheilung der Quarzitglimmerschieferregion** auftreten, sind folgende:

1. Gneissglimmerschiefer von Hörstein. Derselbe gleicht einem biotitreichen, muskowitarmen Gneiss aus der Region der glimmerreichen schieferigen Gneisse, ist aber dadurch ausgezeichnet, dass er in grosser Zahl weisse, erbsengrosse, rundliche Körner eingestreut enthält, welche auf dem Querbruch augenartig zwischen den umhüllenden Glimmerlagen hervortreten und auf der Schieferfläche als rundliche Erhebungen sich bemerklich machen.

Diese Körner bestehen vorwaltend aus Feldspath, welcher mit mehr zurücktretendem Quarz, Biotit und Granat unregelmässig verwachsen ist. Granat ist in kleinen bis Stecknadelkopf-grossen Krystallen von der Form des Ikositetraëders 2 O 2 durch das ganze Gestein verbreitet, ist noch vollkommen frisch und zeigt einen deutlichen Zonenbau, hervorgerufen durch zonar eingelagerte, kleine, prismatisch ausgebildete, hellbräunlich gefärbte Rutilkryställchen.

Ob das Gestein von Hörstein genau dem oben (S. 67) von Niedersteinbach erwähnten in seiner Lagerung entspricht, hat bis jetzt noch nicht entschieden werden können. Jedenfalls gehört es, ebenso wie jenes, der unteren Grenzregion des Quarzitglimmerschiefers an, nähert sich aber in seinem Aussehen, insbesondere auch durch den Gehalt an dunkelem Glimmer mehr den in der liegenden Region herrschenden Gesteinen, während jener durch vorwaltenden Feldspath und hellen Glimmer ausgezeichnete Gneisse, eher an manche Gesteine aus der oberen Abtheilung der körnig-flaserigen Gneisse erinnert.

2. Gneisse und Schiefer vom Kirbig bei Huckelheim und aus dem gleichen Niveau von anderen Orten. An dem Fussweg von Oberwestern nach Huckelheim und in dem letztgenannten Dorfe selbst treten an der Grenze des glimmerreichen Gneisses gegen den Quarzitglimmerschiefer, — so gelagert, dass sie am besten zu dem letzteren gezogen werden, — mehrere Züge von Hornblende und Glimmergneiss auf, welche in ziemlich regelmässiger Weise mit Quarzitschiefer und Glimmerschiefer wechsellagern, und wegen ihrer eigenthümlichen petrographischen Beschaffenheit eine nähere Betrachtung verdienen.

Die im Allgemeinen leidlich guten Aufschlüsse längs des genannten Fussweges und in Huckelheim selbst, sowohl im östlichen Theil des Dorfes als an der Gelnhäuser Chaussee, erlauben folgendes Profil festzulegen. Es folgen über dem glimmerreichen schieferigen Gneiss gegenüber der Grundmühle nach oben:

1. Hornblendegneiss, im Ausstreichen etwa 20 Schritt breit.

2. Muskowitschiefer, bestehend aus einzelnen etwas gekrümmten und linsenförmigen, auskeilenden Quarzlagen, welche durch dünne zusammenhängende Schichten von ziemlich grossblätterigem bis schuppigem, silberweissem Muskowit getrennt sind, etwa 20 Schritt.
3. Hornblendegneiss, etwa 20 Schritt.
4. Quarzitschiefer, zum Theil sehr reich an ziemlich grossen braunen Pseudomorphosen nach Granat; etwa 80 Schritt.
5. Glimmerreicher schieferiger Gneiss; etwa 20 Schritt.
6. Hornblendegneiss, etwa 100 Schritt.
7. Glimmerreicher schieferiger Gneiss, zum Theil mit dunkelgrünem Glimmer und einzelnen bis 3 Millimeter grossen Magneteisenkrystallen; etwa 60 Schritt.
8. Hornblendeschiefer, etwa 100 Schritt.
9. Glimmerschiefer, etwa 100 Schritt.
10. Hornblendeschiefer, etwa 300 Schritt.
11. Glimmerschiefer, am Eingang in die östliche Seite des Dorfes, etwa 100 Schritt.
12. Hornblendeschiefer — auf einem nahe dem Strassenkreuzungspunkt hervorspringenden Felsen steht ein kleines Kapellchen —, etwa 200 Schritt.
13. Quarzitschiefer.

An der Strasse nach Gelnhausen, auf der anderen Seite des Huckelheimer Baches, ist trotz der hier verhältnissmässig guten Aufschlüsse der Glimmerschieferzug 11, nicht nachzuweisen. Es liegt hier vielmehr da, wo jener Zug zu erwarten wäre, wenn er in gleicher Mächtigkeit über den Wiesengrund hinüberstreichen würde, an der Strassengabelung, Hornblendeschiefer, etwa 150 Schritt weit längs der Gelnhäuser Strasse blossgelegt.

Dieser entspricht allem Anschein nach dem unter 12 erwähnten Zuge. Darauf folgt im Hangenden eine Lage Glimmerschiefer,

dann Quarzitschiefer, beide zusammen etwa 300 Schritt breit, und jedenfalls dem unter 13 erwähnten Quarzitschiefer auf der anderen Thalseite entsprechend. Weiter ist dann am nordwestlichen Ausgang des Dorfes zu beobachten:

14. Hornblendeschiefer, etwa 150 Schritt.
15. Quarzitschiefer, etwa 100 Schritt; und dann, weniger gut aufgeschlossen,
16. Glimmerschiefer und Quarzitschiefer in Wechsellagerung.

Weit anhaltend sind die unter 3, 5, 6, 7, 8, 10, 12 und 14 erwähnten Einlagerungen nicht, da weder im Thal des Hombaches noch an dem nach Huckelheim hin gewendeten Abhang des Müllersteins oder an der Strasse von Oberwestern nach Huckelheim Spuren von denselben gefunden werden konnten. Nur am Südwestabhang des Müllersteins treten an zwei Stellen, am Dörsenbach und etwas weiter südwestlich, kleine, etwa 2—300 Schritt weit verfolgbare, linsenförmige Lager von sehr stark zersetztem, geradezu mulmigem, zwischen den Fingern zerreiblichem Hornblendegneiss hervor. Etwas beträchtlicher ist das Vorkommen von Hornblendegneiss südwestlich von Omersbach und vom Abtsberg bei Hörstein, welches etwa dem gleichen Horizont, wie die Lager am Dörsenbach und in Huckelheim, angehört. Auch bei Niedersteinbach im Kahlthal findet sich an der untern Grenze des Quarzitglimmerschiefers sowohl Hornblendegneiss, als der unter 2 erwähnte Muskowitschiefer.

Der Feldspath in den oben genannten Gneissen, welche am Kirbig zwischen Oberwestern und Huckelheim anstehen, ist zum Theil Plagioklas. In den glimmerreichen Gneissen tritt er, ebenso wie der Quarz, sehr in den Hintergrund. In grosser Menge betheiligt sich an dem Aufbau der fast durchgängig mehr oder weniger stark gefältelten Gneisse noch Magneteisen mit seinen Zersetzungsprodukten und Granat in kleinen Rhombendodekaëdern, theils noch ganz frisch, theils in ein braungefärbtes Mineralaggregat umgewandelt.

Die Hornblendegneisse des Kirbig haben im Allgemeinen

eine graugrüne Farbe und sind nicht selten etwas stengelig struirt. Manche besitzen ein gebändertes Aussehen dadurch, dass helle oder fleischroth gefärbte Lagen mit dunkeleren, hornblendereicheren mehrfach wechseln. Die dunkelen Lagen enthalten neben der vorwaltenden, stark pleochroitischen Hornblende etwas Titanit, Epidot und winzige Rutilkryställchen; die helleren, zuweilen bis 20 Centimeter mächtigen Bänder sehr reichlich Quarz in zapfenartig in einander greifenden Körnern und oft von schwach röthlicher Farbe, verhältnissmässig wenig gestreiften Feldspath, etwas grüne Hornblende und in ziemlich grosser Menge Epidot, letzteren in kurz gedrungenen prismatischen Kryställchen, die sich häufig als Zwillinge oder als von Zwillingslamellen durchsetzte einfache Individuen darstellen.

Mit zunehmendem Hornblendegehalt tritt der Feldspathgemengtheil ganz zurück und es entstehen eigentliche Hornblendeschiefer, welche vielfach in wiederholter Wechsellagerung mit Quarzitschiefer und Glimmerschiefer angetroffen werden. Die dunkelgrüne Hornblende bildet in diesen Schiefern kleine, erst mit der Loupe erkennbare prismatische Kryställchen, die parallel gerichtet in grösserer Zahl bündelförmig neben einander liegen. Der etwa in gleicher Menge vorhandene Quarz erfüllt in feinkörnigen Aggregaten die Zwischenräume zwischen den Hornblendeprismen. Ausserdem ist noch Rutil in verhältnissmässig grossen gelbbraunen Nadeln, und Magneteisen reichlich vorhanden. Die parallele Anordnung der feinen Hornblendenadeln verleiht dem graugrünen Gestein eine faserige oder feinstengelige Beschaffenheit. Hin und wieder stellt sich Epidot ein, bald nur vereinzelt, bald in reichlicher Menge; es entstehen dadurch Uebergänge in eigentliche Epidotschiefer.

Auch dunkelgrüner Biotit erscheint in manchen Hornblendeschiefern, bald in einzelnen das Gestein unregelmässig durchsetzenden Schüppchen, bald in mehr zusammenhängenden Massen, welche die Schichtflächen bedecken. Es entstehen dadurch Uebergänge der Hornblendeschiefer in die Glimmerschiefer, welche in dem oben besprochenen Profil zwischen Oberwestern und Huckelheim eine ganz gewöhnliche Erscheinung sind.

Auf stattgehabte Bewegungsvorgänge innerhalb der Quarzitglimmerschieferregion deuten gewisse Quarzitbreccien, welche z. B. im Steinbruch am Kreuzberg bei Geiselbach und in der Nähe des Hüttengesässhofes und der Teufelsmühle vorkommen. Die Breccien führen Brauneisen als Bindemittel und liegen auf Spalten, welche vermuthlich bei der Aufrichtung der Schichten entstanden und mit Bruchstücken zertrümmerten Nebengesteins gefüllt wurden. Auch die stark zerquetschten, von vielen Ablösungsflächen durchzogenen phyllitischen Quarzitschiefer am Weinberg bei Michelbach weisen auf gewaltige Druckkräfte hin, welche bei der Aufrichtung der Schichten und bei der Gebirgsbildung überhaupt zur Wirkung gelangten.

IV. Jüngster Gneiss des Spessarts.

Ueber dem Quarzitglimmerschiefer lagert in der Gegend zwischen Grossenhausen, Horbach, Michelbach, Alzenau, Hof Trages und Lützelhausen, an einzelnen Stellen so, dass die Auflagerung deutlich beobachtet werden kann, der jüngste Gneiss des Spessarts. Obwohl vielfach vom Rothliegenden und Diluvium bedeckt, tritt er doch, wie die in den Jahren 1874 und 1875 ausgeführte Aufnahme des Gebietes im Maassstab $^{1}/_{25000}$ gezeigt hat, zwischen Grossenhausen, Horbach und Lützelhausen und ferner zwischen Albstadt, Michelbach und Hof Trages in genügend grossen zusammenhängenden Massen zu Tage, um durch deren Untersuchung ein klares Bild von dem Bau und der Entwicklung dieser Zone zu erlangen. Es zeigt sich, dass auch in ihr nordöstliches Streichen und nordwestliches Fallen unter 30—50° durchaus herrschen und dass nirgends Lagerungsverhältnisse vorliegen, welche zu meiner früher (a. a. O. S. 421) ausgesprochenen Annahme »einer Faltung der krystallinischen Schiefer des Spessarts in grossem Maassstabe« oder zur Annahme einer Verwerfung und anderer Störungen nöthigen. Im Gegentheil, gewisse sehr wichtige Gesteinscomplexe in dieser Zone haben, wie die nähere petro-

graphische Untersuchung ergeben hat, eine so eigenartige petrographische Beschaffenheit, dass sie sich von allen übrigen bisher betrachteten Spessartgesteinen mit Leichtigkeit unterscheiden lassen.

Der jüngste Gneiss des Spessarts setzt sich vorzugsweise aus Lagen von ziemlich grobkörnigem, flaserigem bis schieferigem Gneiss zusammen, welcher im Allgemeinen durch das Vorwalten der sauren Gemengtheile gegenüber den basischen gekennzeichnet und dem älteren Spessartgneisse, zumal dem unteren körnig-flaserigen Gneisse (vom Wendelberg etc.), sehr ähnlich ist. Am grobkörnigsten sind die Gneisse von Grossenhausen - Horbach und die jüngeren Gneisse bei Hof Trages, am feinkörnigsten und ziemlich ebenschieferig ausgebildet die Gneisse von Lützelhausen. Es wechseln sehr gewöhnlich glimmerarme und etwas glimmerreichere Lagen; auch tritt in der unteren dadurch besonders charakterisirten Abtheilung Hornblende sehr häufig stellvertretend für Glimmer ein. Nicht selten sind ferner granulitartige, bezw. glimmerfreie oder glimmerarme gneissartige Einlagerungen, weniger häufig quarzitische Bänke. Die Mannigfaltigkeit der Gneissgesteine ist demnach auch in dieser Region eine recht grosse.

A. Hornblendegneiss, wechsellagernd mit Biotitgneiss.

Die herrschenden Gesteine sind Biotit- und Hornblendegneisse.

Die **Biotitgneisse** sind in der Regel körnig - flaserig und zuweilen durch etwas grössere Feldspatheinsprenglinge augengneissartig entwickelt. Bei sehr zurücktretendem Biotit und regelloser Anordnung der kleinen Biotitblättchen erhalten sie eine granitische Beschaffenheit; bei etwas reichlicherem Auftreten und paralleler Anordnung des Biotits werden sie auch wohl schieferig. Durch Streckung der Gemengtheile entsteht eine stenglige Structur; indessen kommt diese in der unteren Abtheilung weit seltener vor als in der oberen.

Im Allgemeinen sind die Biotitgneisse stark zersetzt. Steinbrüche, in welchen frisches Gestein entblösst war, sind mir nur von Horbach und Kälberau bekannt geworden. Die Gneisse

haben hier eine körnig-flaserige oder granitartige Structur, sind von mittlerem Korn und enthalten bei Horbach einzelne grössere Orthoklase von eckigem Durchschnitte, deren Grösse durchschnittlich 2—3 Millimeter beträgt.

Der Biotit ist fast durchweg von brauner, nur selten von grüner Farbe. Zuweilen gesellt sich zu demselben, z. B. bei Horbach und bei Alzenau gegenüber dem Schloss, etwas Muskowit, welcher dann offenbar secundär, bei der Zersetzung des reichlich vorhandenen Orthoklas entstanden ist. Reichlicher erscheint Muskowit neben dem Biotit, in einzelnen Lagen denselben geradezu verdrängend, nur in der Nähe von Kälberau, besonders in den Gesteinen, welche gegenüber der Mühle gewonnen werden. Hier steht ein von einzelnen glatten oder längsgestreiften Ablösungsflächen durchsetztes, massig aussehendes Gestein an, welches erst bei näherer Betrachtung eine durch einzelne dickere Biotitlagen angedeutete Schieferung erkennen lässt. Es ist ein glimmerarmer, körnig-flaserig struirter Biotitgneiss, welcher hellen Quarz und röthlichen Orthoklas etwa zu gleichen Theilen führt und den Muskowit auf den Ablösungsflächen in einzelnen Schuppen in gröberen, gangartigen, pegmatitischen Ausscheidungen aber in grösseren, zusammenhängenden Massen neben gleichfalls grösser ausgebildeten Feldspäthen enthält. Ausser den zum Theil undulös auslöschenden einfachen Orthoklaskrystallen finden sich viele mikroklinartig verzwillingte und ausserdem andere von einzelnen Lamellen durchsetzte Feldspäthe, welche als Orthoklase mit Albiteinlagerungen angesehen werden können, sowie polysynthetisch aufgebaute Plagioklase. Verbogene, geknickte und zerbrochene Feldspäthe und Quarze, Wirkungen des, wie schon oben erwähnt, auch in anderer Weise zur Aeusserung gelangten Druckes, dem die Gesteine ausgesetzt gewesen waren, sind in dem Gneiss eine sehr häufige Erscheinung. Offenbar steht auch das Auftreten des Muskowits und des Mikroklins im engsten Zusammenhang mit den dynamometamorphischen Vorgängen, welchen die Gesteine von Kälberau unterworfen waren.

Der Feldspath in den herrschenden Biotitgneissen ist zum Theil Orthoklas, zum Theil, nach der Streifung auf den Spaltungs-

flächen und nach dem lamellaren Zwillingsbau der Durchschnitte im Dünnschliff zu schliessen, Plagioklas. In einzelnen Bänken und gewissen Zonen herrscht der Feldspath gegenüber dem Quarz, dessen ineinander verzapfte Körner die Zwischenräume zwischen den grösseren Feldspäthen erfüllen, in andern überwiegt der Quarz den Feldspath. Häufig sind auch Gneisslagen, in welchen die Quarz- und Feldspath-Körner im Allgemeinen von gleicher Grösse sind, wodurch bei zurücktretender Schieferung, bei spärlichem Biotitgehalt, ein granitisches Aussehen bedingt wird. Besonders gilt dies von dem Gneiss, welcher gegenüber dem Schloss von Alzenau ansteht; dieser ist durch fein vertheiltes Eisenoxyd röthlich gefärbt und enthält in grosser Menge neben einheitlich auslöschendem Orthoklas auch mikroklinartig verzwillingte und nur aus einem System von Zwillingslamellen aufgebaute Feldspäthe.

Pegmatitische Ausscheidungen sind in den Biotitgneissen, die allerdings in der Regel nicht sehr gut aufgeschlossen sind, nicht gerade häufig. Ausser bei Kälberau wurden sie noch zwischen Albstadt und Neuses und in der Nähe von Michelbach beobachtet; an letzterem Orte bildeten sie eine etwa 1 Meter mächtige linsenförmige Einlagerung.

Häufiger kommen feinkörnige, glimmerfreie oder glimmerarme, früher gewöhnlich als granulitartig bezeichnete Gesteine in Bänken von geringer Mächtigkeit (10—50 Centimeter) eingelagert vor. Sie finden sich unter Anderem am Weg von Grossenhausen nach der Birkenhainer Strasse (»Wüstenhausen« der Messtischkarte) und in der Nähe von Horbach. In dem ziemlich stark zersetzten Gestein sind der gewöhnliche Kalifeldspath sowie der Mikroklin und der spärliche Plagioklas mehr oder weniger kaolinisirt und haben zur Bildung einzelner silberweisser Glimmerschüppchen Anlass gegeben. Ausser Varietäten, in welchen der Feldspath herrscht, finden sich auch solche, in welchen der Quarz so entschieden die Oberhand über den Feldspath, der dann gewöhnlich als Plagioklas zu deuten ist, gewinnt, dass man sie besser als Quarzit oder Quarzitschiefer bezeichnen würde. In den feldspathreicheren Lagen befindet sich zwischen den einzelnen grösseren Feldspäthen zuweilen ein sehr feinkörniges Gewebe von Quarz und

Feldspath, in welchem man hier und da eine ziemlich regelmässige, geradezu granophyrische oder mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Feldspath zu erblicken glaubt.

Die **Hornblendegneisse** treten mit den Biotitgneissen vielfach wechsellagernd auf. Sie sind bald grob-, bald feinkörnig, gewöhnlich ebenschieferig, häufig auch stengelig. Im Allgemeinen von sehr fester Beschaffenheit, werden sie gern als Chausseematerial benutzt und sind daher vielfach in Steinbrüchen entblösst.

Sehr typisch sind die Hornblendegneisse südlich von Grossenhausen, auf der Ruhe und längs der Hirtenwiesen, entwickelt. Zum Theil sehr grob von Korn enthalten sie 1 — 2 Centimeter grosse dunkelgraugrüne Hornblenden und nahezu ebenso grosse weisse bis lichtfleischrothe Orthoklase, die zum Theil schon stark kaolinisirt sind. In einzelnen mehrere Centimeter mächtigen Lagen kann die Hornblende, in anderen der Orthoklas vorwiegen, und entstehen dadurch sehr charakteristisch aussehende, schwarz und weiss gebänderte Gesteine. Uebergänge von diesen grobstreifigen Gneissen in massig ausgebildete, in welchen Hornblende und Orthoklas ein regellos körniges Gemenge bilden, und andererseits in feinkörnige Varietäten, welche ebenfalls sehr oft sauere und basische Lagen oder auch wohl gar keine Spur von Schieferung erkennen lassen, kommen ausserordentlich häufig vor.

Auffallend ist in diesen Hornblendegneissen das starke Zurücktreten des Quarzes. Er fehlt zwar nicht ganz, spielt aber doch mehr die Rolle eines accessorischen Gemengtheils. Dafür ist der Gehalt an Orthoklas, welcher auch den im Allgemeinen etwas frischeren Plagioklas in allen näher untersuchten Gesteinen überwiegt, ein durchaus constanter. Der alte Namen »Syenitgneiss« ist demnach für die jüngeren Hornblendegneisse des Spessarts durchaus gerechtfertigt.

Auch in den früher als Diorit bezeichneten hornblendereichen Schiefern, welche am Schloss in Alzenau anstehen und ihre Schieferung und stengelige Structur hauptsächlich den parallel angeordneten dünnen Hornblendenadeln verdanken, waltet, von ganz vereinzelten Lagen abgesehen, der Feldspath, welcher auch

hier vorwiegend Orthoklas und nur zum Theil Plagioklas ist, gegenüber dem Quarz vor. Jedenfalls fehlt der Feldspath in den Hornblendegesteinen dieser Zone niemals, während die obenerwähnten Amphiboliteinlagerungen in der Quarzitschieferregion gewöhnlich ganz frei von Feldspath sind. Eine gewisse Aehnlichkeit haben demnach die jüngeren Hornblendegneisse nur mit den älteren im körnigstreifigen Gneiss (s. oben S. 45) und mit den viel höher im zweiglimmerigen Gneiss gelegenen (S. 46—48); doch auch von diesen unterscheiden sie sich sowohl durch ihre mehr wechselnde Structur, ihren geringeren Gehalt an Quarz und vor Allem auch durch die Verschiedenheit der mit ihnen wechsellagernden Gneisse.

Im Ganzen selten stellt sich in den Hornblendegneissen brauner Biotit in vereinzelten Blättchen oder gar in zusammenhängenden Lagen auf den Schieferflächen ein, wie dies bei einigen Gesteinen von Grossenhausen der Fall ist. Chlorit und Epidot kommen als Zersetzungsproducte nur hin und wieder vor. Dagegen ist Titanit in Form von kantengerundeten Krystallen und Körnern in einzelnen Gesteinen geradezu massenhaft vorhanden, während er wieder in anderen, wenn er auch nicht gerade gänzlich fehlt, so doch nicht häufig zu nennen ist. Apatit wird in verhältnissmässig grossen kurz gedrungenen Prismen, an einzelnen Stellen sehr reichlich, an anderen nur spärlich beobachtet. Gleichmässig durch das Gesteinsgewebe verbreitet ist das Magneteisen; besonders reichlich, und zuweilen einzelne schmale Lagen fast ausschliesslich zusammensetzend, findet es sich in den schieferigen Hornblendegneissen von Alzenau.

Interessant ist noch das Vorkommen von Aragonit, welcher in feinfaserigen Massen die Spalten in einem ziemlich stark zersetzten Hornblendegneiss an der Strasse von Michelbach nach Albstadt erfüllt.

Eigenthümliche, stark zersetzte, fast nur aus Hornblende bestehende Massen, welche auf der Ruhe südwestlich von Grossenhausen und bei Horbach, am Ausgang des Dorfes an der Strasse nach Grossenhausen angetroffen werden, bedürfen noch der Erwähnung. Die ziemlich weichen, aber wegen ihrer Zähigkeit

nur sehr schwer zertheilbaren Massen sind von schmutzig-graugrüner und braunvioletter Farbe. Sie bestehen wesentlich aus einem filzigen, von Eisenerzen und Chloritschüppchen durchsetzten Gewebe kleiner lichtgrünlicher Hornblende- bezw. Strahlstein-Nadeln, in welchem bis zu 1 Centimeter grosse Krystalle einer bräunlichgrünen schilfigen Hornblende und zu Nestern zusammentretende Chloritblättchen gelegen sind. Auch die grösseren Hornblendekrystalle, welche aus der primären Hornblende mit Beibehaltung der krystallographischen Orientirung und der ungefähren Form und Grösse hervorgegangen sind, enthalten, zumal auf den Spaltungsdurchgängen, Chloritblättchen, Hämatittafeln und Brauneisen, letzteres oft in beträchtlicher Menge; dadurch wird ihre lockere Beschaffenheit und ihre bräunliche Farbe bedingt. Die Gesteine, offenbar Zersetzungsproducte mächtiger basischer Ausscheidungen oder Lagen im grobkörnigen Hornblendegneiss, sind zum Verwechseln ähnlich den oben erwähnten Einlagerungen im Gneiss von Wenighösbach, welche Kittel früher als »Gabbro« beschrieben hatte (s. oben S. 49).

Von den »granulitartigen« Gesteinen bezw. Ausscheidungen, welchen man hier und da im Gebiete des Hornblendegneisses begegnet, war schon bei dem Biotitgneiss die Rede.

An der unteren Grenze der jüngeren Gneisse gegen den Quarzitglimmerschiefer liegen in dem Aufschluss bei Grossenhausen ganz aufgelöste, mit den Fingern zerreibliche oder wie Thon knetbare Gneisse, an welchen zwar noch Streichen und Einfallen bestimmt werden kann, von denen es sich aber nicht mit Sicherheit angeben lässt, ob sie neben den Biotitgneisslagen auch noch Hornblendegneiss enthalten. Ebenso lassen bei Horbach die Aufschlüsse an der unteren Grenze Zweifel über die Aufeinanderfolge der verschiedenen Gneisslagen. Weiter nach oben wechseln, wie man bei Grossenhausen, Horbach und besonders schön bei Michelbach beobachten kann, mehrfach 50—60 Meter mächtige Zonen von Hornblendegneiss und Biotitgneiss. Erst näher an der höheren Abtheilung treten die Hornblendegneisse mehr und mehr zurück, bis sie schliesslich ganz ausbleiben. Die

obere Grenze der Zone der Hornblendegneisse ist demnach keine scharfe.

Gerade in dieser Grenzregion befindet sich der Steinbruch, welcher westlich von dem Dorfe Neuses, an der Strasse nach Somborn, in einer isolirten Gneisskuppe angelegt ist, die unter dem mächtigen Rothliegenden und dem weitverbreiteten Diluvium hervortritt. Der hier aufgeschlossene Gneiss ist ein verhältnissmässig glimmerreicher Biotitgneiss, von feinflaseriger bis geradschieferiger Beschaffenheit. Er ist ziemlich stark zersetzt, auch von zahlreichen, gestreiften Quetschflächen durchzogen. Der Biotit ist braun bis dunkelgrün; der Feldspath, welcher auf dem Querbruch augenartig hervortritt, ist stark kaolinisirt; Quarz ist im Ganzen spärlich vorhanden. In einzelnen, lichten, biotitärmeren Streifen findet sich Granat in runden, bis erbsengrossen Körnern, zum Theil noch recht frisch. Serpentin und hellgrünliche sericitische Zersetzungsproducte sind auf einzelne schmale Klüfte beschränkt.

Einige etwa 10 Centimeter mächtige glimmerarme granitische Lagen, in welchen die Quarz- und Feldspathindividuen die sehr beträchtliche Grösse von mehreren Centimeter erreichen, sind den glimmerreicheren Gneissen concordant eingeschaltet. Sie enthalten Granatkörner und hier und da ziemlich grosse, bis 5 Millimeter breite Blättchen von Muskowit.

Von besonderem Interesse ist eine Bank von Hornblendegneiss, welche im Jahre 1875 in diesem Steinbruch aufgeschlossen, im Jahre 1889 aber nicht wieder aufzufinden war, wahrscheinlich, weil sie bei der Ausdehnung des Steinbruchs sich auskeilte oder verschüttet wurde. Dieser Hornblendegneiss besitzt ein ziemlich gleichmässig feines Korn, doch so, dass man Feldspath und Hornblende noch mit blossem Auge von einander unterscheiden kann. Quarz fehlt, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, vollständig; der Feldspath, fast durchaus stark kaolinisirter Orthoklas, herrscht bei weitem vor. In ihm liegen die durch eine gedrungene Gestalt ausgezeichneten Hornblenden, häufig umsäumt von einem schmalem Kranze von hellrothem Granat. Die in ihrer Breite etwas wechselnde Granatzone umgiebt nicht nur

die Hornblendeeinsprenglinge, sondern hin und wieder auch einzelne Feldspathkörner; auch auf den breiteren Spaltungsklüften des Feldspaths hat sich Granat angesiedelt; an einzelnen Stellen bildet er zwischen den grossen Feldspäthen geradezu ein Maschengewebe, in dessen Knotenpunkten sich die Hornblendekörner befinden. Diese eigenartige Vertheilung des Granats deutet auf eine secundäre Entstehung.

B. Biotitgneiss von Lützelhausen und Hof Trages.

Die herrschenden Gesteine in dieser oberen Abtheilung sind Biotitgneisse, welche im Allgemeinen den zuletzt erwähnten von Neuses durchaus ähnlich sind. Sowohl in den tiefsten Lagen, welche am Möncheweg und an der Birkenhainer Strasse bei Bernbach aufgeschlossen sind, als in dem höheren Niveau am Zeilberg bei Lützelhausen und an der Strasse östlich vor diesem Dorfe, auch an der Sauerwiese nördlich von Grossenhausen, wechseln schmale, biotitreichere mit festeren, etwa 4 bis 20 Centimeter mächtigen, glimmerarmen, sog. »granulitartigen« Gneissen. Der biotitarme Gneiss ist bald ziemlich grobkörnig und augengneissartig durch einzelne etwas grössere fleischrothe Orthoklase, bald feinkörniger und plattig bis ebenschieferig bei regelmässig abwechselnden Streifen von körnigem Quarz und Feldspath.

Die glimmerreichen Zwischenlagen werden durchschnittlich 1/2 bis 1 Meter mächtig, bestehen aus vorwaltendem Biotit, etwas Kaolin und wenig Quarz, sind häufig bei dunkelvioletter Färbung ganz aufgelöst und in feuchtem Zustande lettenartig. Sie sehen zum Theil dem herrschenden Gestein in der Zone der glimmerreichen schieferigen Gneisse nicht unähnlich, schliessen auch, in ähnlicher Weise wie jene, hier und da bis kopfgrosse Quarzlinsen ein.

Gesteine, welche eine gewisse Mittelstellung zwischen den letzterwähnten und den glimmerarmen »granulitartigen«, streifigen Gneissen einnehmen, sind in dem tiefen Einschnitt, welchen die Strasse nach Grossenhausen am östlichen Ausgang des Dorfes Lützelhausen besitzt, und an der Sauerwiese nördlich von Grossenhausen zu beobachten. Es sind vorherrschend feinkörnige

Biotitgneisse, in welchen Orthoklas und Quarz etwa in gleicher Menge und von derselben Korngrösse über den gleichmässig durch das ganze Gestein vertheilten braunen Biotit ganz entschieden überwiegen. Die Schieferung dieser Gneisse ist bedingt durch die im Allgemeinen parallele Anordnung der Biotitblättchen. Accessorisch erscheint zuweilen Granat in kleinen und bis erbsengrossen Körnern. Einzelne Bänke sind durch Zersetzungsproducte des Magneteisens sehr intensiv roth gefärbt, andere durch Manganverbindungen auch wohl schwarz. Eine Graphitführung, welche Thürach (a. a. O., S. 58) für den Gneiss von Lützelhausen angiebt, aus welcher er auch Apatit und Zirkon als häufige, Anatas und Rutil als seltene Gemengtheile erwähnt, ist mir nicht aufgefallen.

Verhältnissmässig gut sind die Aufschlüsse in dem Thal, welches von Michelbach nach dem »Oberen Sand« und dem Hof Trages hinaufzieht. Hier liegt zunächst über den obersten stengeligen Hornblendegneissen ein etwa 30 Meter mächtiger granitartiger Biotitgneiss, der allerdings bei näherer Betrachtung eine gewisse Schieferung, durch kleine parallel geordnete Biotitblättchen hervorgerufen, zeigt, sonst aber massig abgesondert erscheint und in scharfkantige Stücke zerfällt. Es folgt nach oben eine etwa 10 Meter mächtige Zone von Gneiss, welcher sehr ähnlich dem von Neuses beschriebenen ist, dann wieder ein, dem ersten ähnlicher granitartiger Gneiss, der auf weite Erstreckung hin in gleicher petrographischer Ausbildung anhält, nur hin und wieder unterbrochen von einer Bank biotitreichen oder stengelig abgesonderten Gneisses. Die zuletzt erwähnten im Allgemeinen biotitarmen und sehr feldspathreichen, granitartigen Gneisse von mittlerem Korn zerfallen sehr leicht zu einem lockeren, sandigen Kies. Der Biotit auf der Oberfläche ist häufig gebleicht, muskowitartig, im Innern des Gesteins aber stets von dunkeler Farbe.

Die Gneisse, welche in der Nähe des Hofes Trages anstehen und mehrfach durch Steinbrüche entblösst sind, sind den biotitärmeren Gneissen von Lützelhausen und Bernbach recht ähnlich. Durchgängig überwiegt in ihnen der Orthoklas den Quarz sehr beträchtlich. Sie enthalten ferner recht häufig einzelne über 1 Meter

mächtige Bänke und Linsen eines ungeschichteten, groben, muskowitfreien pegmatitischen Gesteins, in dem oft bis kopfgrosse Quarzknauern eingesprengt vorkommen. Eine regelmässige pegmatitische Verwachsung von Feldspath und Quarz wurde in den untersuchten Blöcken nicht wahrgenommen[1]).

Das höchste Niveau unter den im Spessart zu Tage tretenden krystallinischen Schiefergesteinen nimmt ein Gneiss ein, welcher nördlich vom Hof Trages, am Ende des Galgengrundes oberhalb Somborn, unter den mächtigen Porphyrconglomeraten des Ober-Rothliegenden hervortritt und durch einen Steinbruch aufgeschlossen ist. Es ist im Allgemeinen ein ziemlich grobkörniger, biotitarmer, granitartiger Gneiss, welcher nur in einzelnen Bänken, insbesondere in einer grossen, 4 Meter langen und 2 Meter mächtigen, mitten im Bruch blossgelegten Linse eines glimmerreichen und dabei wenig festen Gneisses, deutliche Schieferung zeigt. Der Feldspath (Orthoklas) überwiegt auch in diesem Gestein den Quarz; beide Gemengtheile erreichen nicht selten die Grösse von 2 Centimeter. In grosser Menge ist Granat in kleineren, höchstens Erbsengrösse besitzenden Körnern vorhanden; er ist theilweise zersetzt. Winzige, durch die ganze Masse vertheilte Muskowitblättchen sind wohl als secundär, bei der Zersetzung des Feldspaths entstanden, anzusehen.

Einlagerungen abweichend ausgebildeter Gesteine in der oberen Abtheilung der jüngeren Gneisse sind im Ganzen sehr selten. Zu erwähnen ist nur ein durch gänzliches Zurücktreten des Feldspaths ausgezeichnetes Gestein, welches bankweise den normalen biotitführenden Gneissen im Gründchen zwischen Lützelhausen und Grossenhausen eingeschaltet ist. Dieser Quarzitschiefer hat eine bräunliche Färbung, und enthält ausser dem vorwaltenden Quarz und dem Biotit noch recht viel in Brauneisen umgewandelten Granat, sowie Rutil in kleinen Kryställchen.

In dem stark zersetzten Biotitgneiss, welcher zwischen Grossenhausen, Horbach und Bernbach an der Birkenhainer Strasse an-

[1]) Die Angaben von Ludwig, geognost. Beob. in der Gegend zwischen Giessen-Fulda etc., Darmstadt 1852, S. 23, ebenso in seiner Geognosie und Geogenie der Wetterau, Hanau, 1858, S. 14 und 20, sind demnach ungenau.

steht und in der sogenannten »Bernbacher Hohle« sehr gut aufgeschlossen ist, finden sich einzelne durchschnittlich 5 Centimeter mächtige, concordant den Gneissschichten eingeschaltete Lagen von stark zersetztem Braunspath. Auch auf den Klüften und auf feinen Spalten im Gneiss sind solche braune Carbonate angehäuft. Der Feldspath im Gesteinsgewebe selbst ist sehr häufig kaolinisirt oder in Calcit und Brauneisen umgewandelt, während der Biotit weniger stark verändert erscheint.

V. Mächtigkeit des krystallinischen Grundgebirges im Spessart.

Nachdem im Vorhergehenden das Wichtigste über die Verbreitung, die Lagerung und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine des Spessarter Grundgebirges erörtert worden, bleibt noch übrig, Einiges über die **Mächtigkeit der verschiedenen Zonen** in ihrem Verbreitungsgebiet zwischen Main- und Kinzigthal hinzuzufügen.

Nimmt man für die tiefste ausgeschiedene Zone, den Granitgneiss, der im Sodener Thal ein einigermaassen deutliches Einfallen unter 50° NW. zeigt, sonst aber im Allgemeinen richtungslos körnig ausgebildet ist und nur in seiner Verbreitung und in seiner Abgrenzung dem allgemeinen Streichen der Gneissschichten des Spessarts folgt, jenen Fallwinkel von 50° als constant an, so würde die Mächtigkeit des Granitgneisses im Bessenbacher Thal, wo er in einer Breite von 400 Meter aufgeschlossen ist, mindestens 300 Meter betragen.

Der Dioritgneiss besitzt im Bessenbacher Thal etwa die gleiche Breite wie zwischen der Grenze gegen den Granitgneiss im Sodener Thal und der Augengneisszone bei Gailbach am Grauberg (etwa 3500 Meter). Er lässt da, wo er eine einigermassen deutliche Parallelstructur aufweist, ein steiles Einfallen nach NW. erkennen; nur an wenigen Stellen ist auf kurze Erstreckung, offenbar in Folge kleiner für den Bau der Gesammtmasse kaum in Be-

tracht kommender Störungen, ein südöstliches Einfallen vorhanden. So erwähnt Kittel für seinen »Syenit« von Soden 65° NNW., von Gailbach 76° NNW. und 35° S., von Strassbessenbach 87° N. und 63° SO.; Goller hat an den meisten Orten ein nach NW. gerichtetes Einfallen oder Saiger-Stellung beobachtet; ich habe zwischen Keilberg und Waldmichelbach das Einfallen zu 65° NW. bestimmt. Legt man deshalb bei der Berechnung ein durchschnittliches Einfallen von 50° NW. zu Grunde, so ergiebt sich für den Dioritgneiss eine ungefähre Mächtigkeit von 2700 Meter.

Der körnig-flaserige Gneiss streicht auf der Linie Strassbessenbach-Hösbach-Wenighösbach (Profil 1a), welche senkrecht zur Streichrichtung verläuft, in einer Breite von 8300 Meter, auf der Linie Grauberg bei Gailbach über Aschaffenburg bis Steinbach hinter der Sonne in einer Breite von 9000 Meter zu Tage aus, was bei einem durchschnittlichen Einfallen von etwa 65° eine Mächtigkeit von 7500 bezw. 8100 Meter bezeichnen würde. Davon käme auf die Zone der körnig-streifigen Gneisse, welche im Gailbacher Thal und zwischen Strassbessenbach und Winzenhohl gleich mächtig entwickelt ist, etwa 800 bis 900 Meter, auf den Biotitgneiss des Wendelberges in seinem westlichen Theile am Wendelberg und Hermesbuckel etwa 1500 bis 1600 Meter, in seinem östlichen Theile im Schmerlenbacher Thal etwa 2500 bis 2700 Meter, und für den zweiglimmerigen Gneiss nebst seinen Einlagerungen der Rest. Die letztere Zone würde also nach Westen, nach dem Odenwald hin, ausserordentlich stark anschwellen, zum Theil auf Kosten des liegenden Biotitgneisses.

Die Mächtigkeit der folgenden Zone ist, wie ein Blick auf die Profile 1b, 2 und 3 lehrt, sehr starken Schwankungen unterworfen. Der glimmerreiche schieferige Gneiss hat in dem östlichen Theil seines Verbreitungsgebietes (Profil 3) bei einem durchschnittlichen Einfallen von mindestens 35° NW. eine Mächtigkeit von etwa 1700 Meter, weiter westlich zwischen Schimborn und Niedersteinbach (Profil 1b) bei einem durchschnittlichen Einfallen von etwa 50° die bedeutende Mächtigkeit von mehr als 5100 Meter, und noch mehr westlich auf der Höhe des Hahnenkamms zwischen Oberafferbach und Grosshemsbach (Profil 2, Einfallen durchschnittlich 40°) die Mächtigkeit von etwa 3500 Meter.

Hierbei ist zu berücksichtigen, dass der auf dem Profil 3 angedeutete Sattel Schöllkrippen-Vormwald sich möglicherweise noch bis in die Gegend zwischen Schimborn und Wenighösbach (Profil 1a) fortsetzt und hier eine sattelförmige Aufbiegung der Gneissschichten bedingt; um dies nachzuweisen, bedarf es aber noch weiterer Untersuchungen. Immerhin steht es fest, dass der glimmerreiche schieferige Gneiss nach Westen hin sehr beträchtlich anschwillt, auch selbst dann noch, wenn man etwa die zwischen Angelsberg-Gunzenbach und Grosshemsbach (Profil 2) zu Tage tretenden Schiefer der folgenden Zone zurechnen wollte. Die Mächtigkeit dieses Schiefercomplexes beträgt etwa 600 Meter.

Der im Profil 3 angegebene Quarzitschieferzug ist etwa 220 Meter, die nördlich von diesem gelegene Abtheilung glimmerreicher schieferiger Gneisse etwa 500 Meter mächtig.

Der Quarzitglimmerschiefer bildet zwischen Huckelheim bezw. Geiselbach und Grossenhausen (Profil 3) einen etwa 5000 Meter breiten Höhenzug, und besitzt demnach bei einem durchschnittlichen Einfallen von ungefähr 35° NW. eine Mächtigkeit von etwa 2800 Meter. Viel geringer ist die Breite des Quarzitglimmerschiefers im Kahlthale zwischen Niedersteinbach und Michelbach (Profil 1b), während die Mächtigkeit desselben bei steilerem Einfallen (durchschnittlich 65° NW.) ungefähr die gleiche ist, nämlich etwas über 3000 Meter. Weiter nach Südwesten hin tritt aber doch ganz entschieden eine Verschmälerung der Zone ein, da dieselbe auf der Höhe des Hahnenkammes zwischen Grosshemsbach und Kälberau (Profil 2, durchschnittliches Einfallen etwa 40°) nur noch etwa 1700 Meter und selbst, wenn man die zwischen Angelsberg, Gunzenbach und Grosshemsbach gelegenen, durch glimmerreichen schiefrigen Gneiss von dem Hauptzug getrennten Schiefer noch nach oben ziehen wollte, nur 2300 Meter mächtig ist. Dabei ist aber die Mächtigkeit der glimmerreichen schieferigen Gneisse (Zone II) und der Quarzitglimmerschiefer (Zone III) zusammengenommen im Osten (Profil 3) und im Westen (Profil 2) nicht allzusehr von einander verschieden (4500 bis 5200 Meter).

Die untere Abtheilung des jüngeren Gneisses erlangt im östlichen Theil des krystallinischen Spessarts, bei Grossenhausen,

eine Mächtigkeit von etwa 300 Meter (Profil 3), verkümmert dann nach Horbach zu, um schliesslich weiter nach Westen hin wieder derart anzuschwellen, dass sie zwischen Michelbach und Albstadt (Profil 1b) sogar bis zu 960 Meter mächtig wird.

Die obere Grenze des jüngeren Gneisses verbirgt sich unter dem Rothliegenden und dem Diluvium der Main- und Kinzigebene. Es lässt sich daher nur sagen, dass von der oberen Abtheilung bei Grossenhausen (Profil 3) etwa 640 Meter aufgeschlossen sind, während sie weiter im Westen bei Hof Trages in einer Mächtigkeit von mindestens 1200 Meter bekannt ist.

Die Gesammtmächtigkeit des krystallinischen Grundgebirges, welches im Spessart an die Erdoberfläche tritt, beträgt darnach mindestens 17000—18000 Meter.

VI. Vergleich des krystallinischen Grundgebirges im Spessart mit ähnlichen krystallinischen Gebieten.

Vergleicht man das Grundgebirge des Spessarts mit ähnlichen Bildungen anderer krystallinischer Gebiete, wie das Gümbel in seiner oben erwähnten Abhandlung versucht hat, und trägt man dabei den Mächtigkeiten der einzelnen Zonen gebührend Rechnung, so ergiebt sich zunächst, dass der ältere Gneiss des Spessarts, da er sowohl körnige Kalke als Hornblendegneisse einschliesst, am besten derjenigen Gneissformation zuzuweisen ist, welche von Gümbel[1]) als das jüngere oder das hercynische Gneisssystem (Uebergangsgneisssystem) bezeichnet wird.

Von den auf den älteren Spessartgneiss folgenden Zonen haben die beiden nächsten eine sehr grosse Aehnlichkeit mit der Glimmerschieferformation des Erzgebirges, wie solche besonders

---

[1]) Geognost. Beschr. d. ostbayer. Grenzgebirges. Gotha 1868, S. 480 etc.; ferner Gümbel, Grundzüge der Geologie. Kassel 1888, S. 506.

im Gebiet der Blätter Schwarzenberg, Elterlein, Wiesenthal, Johanngeorgenstadt etc. der 25000 theiligen Karte zu Tage tritt. Der glimmerreiche schieferige Gneiss entspricht dem Gneissglimmerschiefer (z. B. von der Section Wiesenthal)[1], der Quarzitglimmerschiefer des Spessarts dem Glimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer des Erzgebirges, anscheinend auch in der Mächtigkeit. Ebenso scheinen die liegenden Gneissformationen im Erzgebirge und Spessart mancherlei Analogien zu besitzen.

Der glimmerreiche schieferige Gneiss, welcher, wie oben erwähnt wurde, sehr arm an Feldspath ist und in seiner mineralogischen Zusammensetzung und in seiner ausgeprägten Schieferung sich weit mehr dem Glimmerschiefer als dem typischen, in seiner Mineralführung dem Granit am meisten vergleichbaren Gneiss anschliesst, auch so reich an oft sehr mächtigen Einlagerungen von Quarzit und Quarzitglimmerschiefer ist und nach oben allmählich in den Quarzitglimmerschiefer übergeht, wird demnach am besten mit dem hangenden Quarzitglimmerschiefer zusammengefasst und der Glimmerschieferformation zugerechnet. Der erstere ist dann als eine untere, der letztere als eine obere Abtheilung der hercynischen Glimmerschieferformation Gümbel's[2] (identisch mit Unterhuron- oder Glimmerschiefersystem desselben Autors)[3] anzusehen.

Das Vorkommen phyllitähnlicher Gesteine im Gebiet des Quarzitglimmerschiefers, und zumal in den oberen Lagen desselben, würde auf die Nähe der Phyllitformation hinweisen. Typische Vertreter derselben sind aber im Spessart nicht vorhanden.

Gewisse Schwierigkeiten entstehen bei dem Versuch, den jüngsten Spessartgneiss mit jüngeren Gneissen in anderen Gebieten zu identificiren. In der Phyllitformation der benachbarten Gebiete kennt man so typisch ausgebildete, feldspathreiche,

---

[1]) Vergl. Sauer, Erläuterungen zu dem Blatt Wiesenthal der sächs. geolog. Karte im Maassstabe $^1/_{25000}$; S. 21.

[2]) Ostbayer. Grenzgebirge, S. 480 etc.

[3]) Grundzüge der Geologie, S. 514.

granit- und syenitähnliche Gneisse nicht; auch selbst in der oberen Abtheilung der Glimmerschieferformation sind sie in dieser Ausbildung und in der Mächtigkeit von etwa 2000 Meter nicht bekannt. Leichter verständlich würde das Auftreten solcher Gesteine auch an der oberen Grenze der Glimmerschieferformation sein, wenn man sie, wenigstens zum grössten Theil, und soweit ihre petrographische Ausbildung es zulässt, als durch den Einfluss gebirgsbildender Druckkräfte schieferig gewordene Syenit- und Granitgesteine ansehen würde. Mächtige, zwischen Sedimente eingepresste lagerartige Massen von Granit und Syenit sind ja von vielen Orten bekannt; es würde also eine solche Annahme immerhin zulässig sein. Dass auch der ältere Spessartgneiss, zumal der Granitgneiss und der Dioritgneiss, sowie die Hauptmasse des körnig-flaserigen Gneisses in ähnlicher Weise aufgefasst werden können, ist entweder schon oben ausgesprochen worden oder geht aus der petrographischen Beschreibung der Gesteine zur Genüge hervor.

Nach diesen Ausführungen können wir die oben auf Seite 31 gegebene Gliederung des Grundgebirges im Spessart durch die folgende ersetzen:

I. Hercynische Gneissformation des Spessarts, über 10,000 Meter mächtig.

1. **Granitgneiss von Oberbessenbach,**
2. **Dioritgneiss mit Augengneiss,** etwa 2700 Meter,
3. **Körnig-flaseriger Gneiss.**
   - a) Körnig-streifiger Gneiss, ca. 800 Meter,
   - b) Biotitgneiss, ca. 2000 Meter,
   - c) 2-glimmeriger Gneiss, ca. 5000 Meter.

II. Glimmerschieferformation des Spessarts, etwa 6000 Meter mächtig.

1. **Glimmerreicher schieferiger Gneiss,** 2 — 3000 Meter mächtig,
2. **Quarzitglimmerschiefer,** 2 — 3000 Meter mächtig,
3. **Jüngerer Gneiss.**
   - a) Syenitgneiss, wechsellagernd mit Granitgneiss, etwa 300 — 1000 Meter,
   - b) Granitgneiss, über 1000 Meter mächtig.

VII. Uebersicht über Streichen und Fallen der krystallinischen Schiefer im Spessart.

	Streichen	Fallen
Granitgneiss.		
Steinbruch am Steinets am oberen Ende des Sodener Thals	7–8^h	50° NNO.
Dioritgneiss.		
An der Kirche bei Soden — nach Kittel . .	—	65° NNW.
Grauberg bei Gailbach — nach Goller . . .	5^h	80° NNW.
Gailbach, im Dorfe — nach Kittel	—	76° NNW.
» , südlicher Fuss des Findbergs — nach Kittel	—	35° S.
Oberbessenbach an der Kirche — nach Goller	4^h	NW.
Strassbessenbach — nach Kittel	—	63° SO.
Wolfszahn bei Waldmichelbach	4^h	65° NW.
Körnig-streifiger Gneiss.		
Grauberg bei Gailbach — nach Goller . . .	5^h	80° NNW.
Fussberg bei Gailbach — » » . . .	4^h	steil.
Zwischen dem Fussberg bei Gailbach und der Aumühle bei Schweinheim — nach Goller	4½	65° SSO.
Südwestlicher Fuss des Findbergs — nach Kittel	—	69° N.
Einlagerung des körnigen Kalkes bei Gailbach — nach Kittel	—	65° N.
An der Gailbacher Strasse im Hangenden des körnigen Kalkes	4^h	45° NW.
An der Würzburger (= Gailbacher) Strasse im Hangenden des körnigen Kalkes — nach Kittel	—	30° N.
An der Würzburger Strasse im Hangenden des körnigen Kalkes am Elterwald — nach Kittel	—	50° N.
An der Gailbacher Strasse im Hangenden des körnigen Kalkes im Hornblendegneiss . . .	3^h	50–60° SO.
An der Würzburger Strasse im Hangenden des körnigen Kalkes gegen Aschaffenburg — nach Kittel	—	55° S.
An der Gailbacher Strasse östlich von der Dimpelmühle bei Schweinheim (im Hangenden des Hornblendegneisses)	4^h	45° NW.

	Streichen	Fallen
Im Elterhofgrund — nach Kittel	—	41° S.
Südlich von Grünmorsbach an der unteren Grenze — nach Goller	5^h	80° NNW.
Grünmorsbach — nach Kittel	—	43° SO.
Am Hirschbach, Abhang des Hammelsberges bei Strassbessenbach	4^h	— NW.
Am Hirschbach, am Hammelshorn (Hornblendegneiss) — nach Kittel	—	87° N.
Körnig-flaseriger Gneiss.		
a) Südlich von der Linie Aschaffenburg-Hösbach.		
Fuchsmühle bei Schweinheim — nach Kittel	—	65° NO.
Hensbach (bei Schweinheim), Hohlweg nach den Bischberg — nach Kittel	—	75° NNW.
Liebeles-Grube — nach Kittel	—	75° NNW.
Hensbach, Weg nach Obernau — nach Kittel	—	74° N.
Am Dörnbach, gegenüber dem Elterhof — nach Goller	4^h	60° S.
Am Dörnberg, südlicher Abhang — nach Kittel	—	77—80° SSO.
Wendelberg, Gipfel	4^h	60—80° SO. bis 80° NW.
Dörnberg, Gipfel — nach Kittel	—	80° NO.
Dörnberg, nördlicher Abhang — nach Kittel	—	73° NO.
Hermesbuckel	4^h bis $4^1/_2{}^h$	80° SO. 80° SO. bis 80° NW.
Haibach — nach Kittel	—	60—65° SO.
Schindkaute — nach Kittel	—	67° N.
Ratzelburg	4^h	70° SO.
Fischerhecken	4^h	— SO.
Gegenspitze des Büchelberges und der Fischerhecke — nach Kittel	—	49° SO.
Gegenspitze des Büchelberges und der Fischerhecke Gipfel — nach Kittel	—	60° SO.
Büchelberg, Kuppe — nach Kittel	—	67° N.
Büchelberg, nördlicher Abhang — nach Kittel	—	72° N.
Gottelsberg, Gipfel — nach Kittel	—	20° S.
» , am Zeughause — nach Kittel	—	54° SSO. bis 70° WSW.
Schellenmühle, an der Strasse nach Aschaffenburg	3^h	70° SO.

	Streichen	Fallen
Schellenmühle — nach Kittel	—	65° SSO.
Schmerlenbacher Wald, südlicher Abhang — nach Kittel	—	70° SW.
Schmerlenbacher Wald, Jägerhaus	4h	30—40° SO.
» » , Wildscheuer nördlich vom Jägerhaus	3h	80° SO.
Schmerlenbacher Wald, Mitte — nach Kittel	—	80° N.
» » , nördlicher Abhang — nach Kittel	—	67° SSW.
Schmerlenbach, an der Strasse nach Winzenhohl	4h	80° SO.
Winzenhohl	4h	70—80° SO.
Zwischen Keilberg und Weiler	4h	60° SO.
b) Nördlich von der Linie Aschaffenburg-Hösbach.		
Kapuzinergarten — nach Kittel	—	40° NNW.
Galgenberg bei Damm — nach Kittel	—	77° N. g. W.
Bergmühle bei Damm	4h	90°
» » » — nach Kittel	—	75—85° NW.
Oelmühle bei Damm — nach Kittel	—	75° SO. u. 75° NW.
Schwalbenmühle bei Damm	3½—4h	75° SO
Pfaffenberg bei Damm — nach Kittel	—	59° NW.
» gegen Goldbach — nach Kittel	—	36° NNO.
Goldbach im Dorfe — nach Kittel	—	75° NW.
» am Bache — nach Kittel	—	75° N. g. W.
Goldbachgrund gegen Oberafferbach — nach Kittel	—	75° NNO. 59° NNW.
Goldbachgrund gegen Unterafferbach — nach Kittel	—	85—88° SO
Glattbacher Weg — nach Kittel	—	70° NW.
» Thal — » »	—	70° NW. u. 85° N. g. W.
Glattbach, Weg nach Schimborn über die Kniebreche — nach Kittel	—	64° NO. u. 70° NW.
Glattbacher Mühle — nach Kittel	—	75° NW.
» »	4h	80—90° SO
Glattbach an der Kirche — nach Kittel	—	72° S.
» hinter der Kirche — nach Kittel	—	70° NW.
» nördlich vom Dorfe — nach Kittel	—	43° NNO.

	Streichen	Fallen
Glattbach nördlich vom Dorfe	2—4^h	50—60° NW.
» , über der Kniebreche — nach Kittel	—	75° NNW.
» » » » gegen Oberafferbach — nach Kittel	—	74° N. g. W.
Glattbach, über der Kniebreche am Hermanstein — nach Kittel	—	72° N.
Steinbach hinter der Sonne — nach Kittel . .	—	84° N.
» , Steinbruch an dem Wege nach Oberafferbach	7—8^h	45° NNO.
Zwischen Steinbach und Oberafferbach, am Rad	9^h	25—30° NO.
Kleinostheim im Feld — nach Kittel	—	70° NW.
» südöstlich vom Bahnhof	4^h	70° SO.
Stockstadt — nach Kittel	—	85° NNW.
» Grasbrück an der Strasse nach Seligenstadt	{ 3^h { 5—6^h	60° NW. steil
Mittelsailauf an der Kirche	10$^{1/2}$^{h}	steil
» kurz vor der Brücke	9$^{1/2}$^{h}	55° NO.
Obersailauf	2$^{1/2}$^{h}	30° O.
c) Im Kahlgrund.		
Blankenbach	6^h	steil N.
Unter-Sommerkahl am Weg nach Eichenberg .	4—5^h	steil S. u. N.
Zwischen Unter-Sommerkahl und Ernstkirchen .	3—4^h	steil SO.
» Unter- und Ober-Sommerkahl . . .	7^h	60° S.
Grube Wilhelmine bei Ober-Sommerkahl . . .	1—2^h	60° WNW.
Schöllkrippen, Weg nach dem Röderhof . . .	1$^{1/2}$—2^h	15—20° WNW.
» , » » » » , weiter nach Osten horizontal, bis	1—2^h	15—20° OSO.
Schöllkrippen, am Nordende des Dorfes . . .	11—12$^{1/2}$^{h}	60° O.
» , am Fusspfad nach Westen . . .	1^h	steil O.
» , » » » an der oberen Grenze	1—3—4^h	10—20° NW.
Grosslaudenbach, im Steinbruch am Südwest-Ende des Dorfes	2—3^h	20—30° NW.
Zwischen Grosslaudenbach und Grosskahl . . .	3—6^h	20° NNW.
Westlich von Grosslaudenbach an der oberen Grenze	1^h	10—20° NNW.

	Streichen	Fallen
Glimmerreicher schieferiger Gneiss.		
Kleinostheim, am Wege nach Hörstein, am Treppengraben	12—1^{h}	35° W.
Kleinostheim, östlich vom Bahnhof	4—6^{h}	75° SSO.
Kleinostheim, in den Weinbergen nördlich vom Bahnhof	2^{h}	35° NW.
Oberafferbach, an der unteren Genze	4—5^{h}	NNW.
Johannesberg	1^{h}	20—30° O.
»	2$\frac{1}{2}^{h}$	NW.
Zwischen Rückersbach und Hohl	2$\frac{1}{2}^{h}$	40° NW.
Feldkahl, Weg nach Erlenbach	7^{h}	S.
Königshofen	9^{h}	S.
Klein-Blankenbach	3—4^{h}	S.
Oestlich von Klein-Laudenbach	3^{h}	30—60° S.
Am Kalmus bei Schöllkrippen	2—3^{h}	15—40° NW.
Quarziteinlagerung zwischen Klotzenmühle und Laudenbach, am Gansberg	1^{h}	40° WNW.
Waag bei Schöllkrippen	4^{h}	40° NW.
Zwischen Schöllkrippen und Klotzenmühle, gegenüber Schneppenbach	horizontal	
Zwischen Schöllkrippen und Klotzenmühle, weiter südlich, am Keilrain	4^{h}	10—20° NW.
Zwischen Schöllkrippen und Klotzenmühle, weiter nördlich am Nöll	5^{h}	10—20° SSO.
Unterschneppenbach, am Hohen Berg	3—4^{h}	10 und mehr NW.
Gegenüber der Klotzenmühle	3^{h}	20—30° NW.
Zwischen Klotzenmühle und Unter-Western	4^{h}	20° NNW.
Unter-Western, südliches Ende des Dorfes	3^{h}	30—60° NW.
» , im Dorfe	3^{h}	30—50° NW.
» , östlich	2^{h}	20—40° NW.
Zwischen Unter-Western und Oberschneppenbach	2$\frac{1}{2}^{h}$	35° NW.
Ober-Krombach	3—5^{h}	25—40° NNW.
Zwischen Schimborn und Feldkahl	3^{h}	NW.
» Mensengesäss u. Schimborn, am Schlossgraben	3$\frac{1}{2}^{h}$	65° NW.
Zwischen Mömbris und Obersteinbach, Steinbruch gegenüber der Frohnhofer Mühle	4^{h}	60° NW.

	Streichen	Fallen
Zwischen Mömbris und Obersteinbach, Steinbruch gegenüber Strötzbach	3—4h	60° NW.
Zwischen Mömbris und Obersteinbach, zwischen beiden Steinbrüchen	3—4h	40—50° NW.
Quarzitschieferzug Western-Dürrensteinbach.		
Heiligkreuz-Ziegelhütte zwischen Gross-Kahl und Huckelheim	4h	60° NW.
Zwischen Unter- und Ober-Western, Steinbruch an der Strasse	2—3h	30—45° NW.
Buchwäldchen zwischen Schneppenbach und Hofstätten	$2^1/_2$—3h	45—50° NW.
Dürrensteinbach	3h	50° NW.
Glimmerreicher schieferiger Gneiss im Hangenden des Quarzitschieferzuges Western-Dürrensteinbach.		
Ober-Western, südlicher Theil des Dorfes	5h	30° NNW.
» , nördlicher » » »	2h	30—40° NW.
Nördlich vom Polsterhof bei Western	3h	N.
Eichenberg westlich von Ober-Western, Höhe	1h	N.
Hofstätten	3h	40° NW.
Zwischen Hofstätten und Dürrensteinbach im Strüttgrund	3—4h	50° NW.
Quarzitglimmerschiefer.		
Hornblendeschiefer am Kirbig bei Huckelheim	4—$4^1/_2$h	40—70° NW.
Quarzit an der Hombachmündung bei Huckelheim	$4^1/_2$h	30—35° NNW.
Am Südende von Huckelheim am Fusspfad nach Western	$4^1/_2$h	20—30° NNW.
In Huckelheim am Kapellchen	3—4h	45—50° NW.
» » oben an der Gelnhäuser Strasse	3h	40° NW.
Am Dörsenbach westlich von Huckelheim	3h	NW.
Quarzitlinse am Müllerstein, westlich von Huckelheim	5—6h	N.
Quarzit an der Haardt bei Huckelheim, Gelnhäuser Strasse	$3^3/_4$h	70° NW.
Quarzitschiefer im Steinbruch, nordwestlich von Hofstätten	3h	40° NW.
Quarzitschiefer bei Omersbach	3h	30° NW.

	Streichen	Fallen
Hornblendeschiefer bei Omersbach	3^h	45° NW.
Südöstlich von der oberen Teufelsmühle, südwestlich von Omersbach	3^h	80° NW.
Niedersteinbach im Kahlthal	3^h	75° NW.
Hüttengesässhof	12^h	70—80° W.
Steinberg bei Michelbach an der Strasse nach Hüttengesässhof	$3\frac{1}{2}^h$	40—60° NW.
Grosshemsbach am Hahnenkamm	3^h	40—50° NW.
Waldsaum an den Weinbergen südöstlich von Hörstein	2^h	80—90° NW.
Eichelgarten zwischen Albstadt und Omersbach	$2-4^h$	50—60° NW.
Helgefeld westlich von Albstadt, südlich von Neuses	4^h	20° NW.
Steinbruch am Kreuzberg bei Geiselbach an der Gelnhäuser Strasse	$9-10\frac{1}{2}^h$	40—80° NO.
Geiselbach, im Lochgraben	$3-4^h$	NW.
» , am hinteren Gleisberg	5^h	80° NNW.
» , am Rochusberg	4^h	40° NW.
Horbach, Südost-Ende des Dorfes	$2\frac{1}{2}^h$	NW.
» , Nordost-Ende » »	$3-4^h$	20° NW.
Grossenhausen, südöstlich oberhalb des Dorfes	$2-6^h$	30—40° NW.
» , Steinbruch am Pfefferberg an der Strasse Gelnhausen-Huckelheim	$4-5^h$	50—60° NNW.
Grossenhausen, am Tränktrog, Graben neben dem Feld	4^h	50—80° NW.
Südöstlich vom Eicher Hof, Steinbruch	$4\frac{1}{2}^h$	30—45° NNW.
Jüngster Gneiss.		
Grossenhausen, südöstlich oberhalb des Dorfes	4^h	25—30° NW.
» , auf der Ruhe	3^h	50—60° NW.
» , an der Hirtenwiese	3^h	NW.
» , am Birkenstück, nahe an der Strasse nach dem Eicher Hof	8^h	25° NO.
Grossenhausen an der Sauerwiese	4^h	80° SO.
Zwischen Grossenhausen und Lützelhausen im Lochgraben	7^h	30° N.
Zwischen Grossenhausen und Lützelhausen, 500 Schritt weiter nördlich	$4\frac{1}{2}^h$	50° NNW.
Zwischen Grossenhausen und Lützelhausen, am Gründchen	6^h	N.

	Streichen	Fallen
Lützelhausen, im Einschnitt der Strasse nach Grossenhausen	1h / 11h	20° W. / W.
Lützelhausen, Zeilberg	1—2h	80° S.
Bernbach, am rothen Graben	2h	41° NW.
An der Birkenhainer Strasse, nördlich von Horbach	5h	30° N.
Horbach, nördlich vor dem Dorf	5—7h	12° N.
» » in » »	$1^1/_2$—2h	40° WNW.
Zwischen Horbach und Altenmittlau	$2^1/_2$h	60° NW.
Weinberg bei Neuses	5—$7^1/_2$h	30—40° N.
Albstadt, am Abtsberg	4h	30° NW.
Zwischen Michelbach und Albstadt	3—4h	30° NW.
Nahe bei Michelbach, nördlich von dem Dorf	4h	40° NW.
Zwischen Michelbach und Hof Trages am Goldberg, Südostseite	3—4h	steil
Zwischen Michelbach und Hof Trages am Goldberg, Südseite im Thal	1h u. 6h	60° O. u. S.
Zwischen Michelbach und Hof Trages am Goldberg, Westseite im Thal	3h	40° SO.
Steinbruch, östlich vom Hof Trages	3h	30° NW.
» , nördlich » » » im Galgengrund bei Somborn, gestaucht	7 bis / $2^1/_2$h	45° N. / 78° NW.

Strassburg i. E., im December 1889.

Ueber Tertiär-Vorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und Weiteres über Thalbildung am Rhein, an der Saar und Mosel.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

(Hierzu Tafel XV—XVII.)

Der Bericht über Thalbildung auf der linken Rheinseite in diesem Jahrbuche für 1885 hat auch in weiteren Kreisen einiges Interesse gefunden und habe ich im letzten Jahre nicht blos zwischen Bingen und Coblenz noch eingehende Studien über Thalbildung unternommen, sondern auch bei geologischen Revisionsarbeiten an der Saar und Mosel auf frühere Flussläufe mein Augenmerk gerichtet. Die Resultate dieser Beobachtungen sollen nun im Nachstehenden mitgetheilt werden.

Tertiär zwischen Bingen und Lahnstein.

Bei der früheren flüchtigen Begehung eines Theiles der Hochterrassen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Coblenz wurden über den höchsten Diluvialterrassen hier und da Ablagerungen getroffen, die älter als diluvial zu sein schienen und wurde ich in der Vermuthung, sie seien Tertiär, dadurch bestärkt, dass mir von einer Excursion im Jahre 1858 erinnerlich war, dass 4 bis 5 Kilometer östlich von St. Goarshausen in der

Nähe von Reitzenhain bei etwa 300 Meter über dem Rheine mächtige Lager von weissem und grauem Thon auftreten. Es wurde nun diesen Vorkommen bei der Begehung des letzten Jahres eine besondere Aufmerksamkeit geschenkt, um festzustellen, ob auf der ganzen Strecke zwischen Bingen und Coblenz solche nachweisbar seien.

Als ich bei der Studie über die Bildung des unteren Nahethales und des Rheines in der Bingener Gegend, die fast 200 Meter über demselben gelegene Fläche von Weiler und Waldalgesheim betrat, fand sich, dass hier vielfach Tertiär verbreitet ist. Die Dechen'sche Section Simmern giebt zwischen Weiler und Waldalgesheim eine kleine Partie Diluvium an, ebenso auch mehrere Punkte weiter westlich von dem Soonwald und zwischen dem Quarzitrücken desselben. Bei näherer Besichtigung hat sich ergeben, dass wohl alle dem Tertiär angehören dürften. Dasselbe dehnt sich auf dem Plateau von Waldalgesheim weit aus, nördlich über das Forsthaus Morgenbach bis zu den Vorstufen des breiten Quarzitrückens des Bingener Waldes, südlich bis zum Büdesheimer Walde, und umgiebt den schmalen und kurzen Quarzitrücken des Galgenbergs bei Genheim, setzt auf dem Plateau von Walderbach, Warmsroth nach Daxweiler fort bis zum hohen Quarzitrücken des Kandrich und auch westlich von Stromberg auf dem gleich hohen Plateau auf der rechten Seite des Güldenbachs bis jenseits Dörrnbach zwischen den Quarzitrücken vom Weissenfels und der Oppeler Höhe; es scheint sich noch weiter westlich zwischen den Soonwaldsquarzit-Rücken auf grössere Erstreckung zu verbreiten. Diese Vorkommen von Tertiär sind an mehreren Stellen gut aufgeschlossen, namentlich durch Grubenbaue und in neuerer Zeit beim Niederbringen von Schächten und Bohrlöchern in der Nähe von Waldalgesheim, woselbst tertiärer Braunstein gewonnen wird. In dem Schachte nordöstlich vom Orte traf man zunächst Lehm mit Quarzitschotter 3 bis 4 Meter mächtig, dann folgte Sand mit Kies 4 bis 5 Meter, darunter $1^1/_2$ Meter Letten mit mulmigem Braunstein. Das Liegende besteht aus verwittertem devonischen Schiefer. Im Bohrloche zwischen Waldalgesheim und Genheim wurde angeblich von Tag

her Kies und Sand, dann sandige, lettige Massen ohne Braunstein in der Mächtigkeit von 20 Meter bis zum Thonschiefer durchsunken. Südlich vom Galgenberg bei Genheim ist eine grössere Sand- und Kiesgrube; das 3 Meter mächtige Lager trägt eine 2 Meter starke Decke von Lehm; in der Sohle kommen grobe Conglomerate vor. Hier, wie auch in der Kiesgrube von Rümmelsheim, 2 Kilometer in östlicher Richtung, finden sich viele Tertiärversteinerungen, ebenso in dem mächtigen Conglomerate $1^1/_2$ Kilometer südöstlich von Waldalgesheim, in dem vom Andreasbaum und an der Morgenbach, welche dem unteren Meeressande angehören, am häufigsten:

Natica crassatina Lamk. sp.
Pectunculus obovatus Lamk.
Cytherea splendida Mer.
Pecten pictus Goldf.
» *Höninghausi* Defr.

Weiter westlich trifft man grosse Aufschlüsse im Tertiär durch die Tagebaue auf Braunstein und Brauneisenstein bei Seibersbach und Daxweiler. Mit dem Eisenerz daselbst erscheint ein grobes Quarzconglomerat. In gleicher Höhenlage etwa wie die Tertiärschichten bei Waldalgesheim und westlich von da kommen auch solche rechtsrheinisch auf dem Plateau bei Aulhausen vor, die ebenfalls auf der Südseite des hohen Quarzitrückens liegen, der vom Bingener Wald nach dem Hauptquarzitrücken des Taunus fortsetzt. Auf der Nordseite dieses über 600 Meter über d. M. ansteigenden Rückens sind mir ausser den hochgelegenen Quarzgeröllen von Kleinhahnenhof, rechts des Rheines und nordöstlich von Bacharach, und denen weiter nördlich bei Sauerbergerhof bei Dörscheid und Bornich, welche vielleicht tertiär sind, keine Tertiärvorkommen bekannt geworden, bis zu den 12—15 Kilometer von da entfernten Thonablagerungen der Gegend von Reitzenhain, die aber eine grössere Ausdehnung zu haben scheinen (nordöstlich vom Ober-Walmenach bei Miehlen bis 6 Meter mächtig). Gleichzeitig damit sind weisse, ganz abgerundete Quarzgerölle, weisser Sand und sehr feste Quarzcon-

glomerate verbreitet. Hierhin gehören auch ähnliche Vorkommen bei Casdorf, Nochern, Prath und Lykershausen. Auch die Ablagerungen von Quarzgeröllen, Sand und Thon auf den etwa 250 Meter hohen Plateaus über dem Rheine auf der linken Seite desselben, zwischen Urbar und Niederburg, auf den gleich hoch gelegenen Flächen von Holzfeld und Rheinbay, auf dem Müllerberg, südlich von Boppard, auf der Höhe westlich von Brey, dann bei Waldesch sehe ich für Tertiär an. Auf die mächtigen Ablagerungen von Thon, Sand und Kies der Hochfläche, westlich von Boppard, zwischen Buchholz und Oppenhausen habe ich schon früher hingewiesen. Es scheint, dass vor der Bildung des Rheinthales eine weit ausgedehnte Decke von Tertiär vorhanden war; eine solche dürfte auch längs der Mosel weit aufwärts sich erstreckt haben; kommen doch auf Hochflächen in der Trier'schen Gegend noch stellenweise ähnliche Bildungen in grösserer oder geringerer Ausdehnung vor. Wie an der Mosel sich thalabwärts nach dem Neuwieder Becken hin die tertiären Ablagerungen auf den Plateaus mehr und mehr ausdehnen, ist dies in ähnlicher Weise am Rheine abwärts vom Hauptquarzitrücken des links- und rechtsrheinischen Taunus der Fall. Wiederholten Begehungen der Plateaus zu beiden Seiten des Rheines muss es vorbehalten bleiben, ob sich auf denselben weitere Tertiärvorkommen werden nachweisen lassen und ob solche auch innerhalb der Parallelrücken, welche den Hauptrücken bilden, vorhanden sind, wie zwischen den parallel verlaufenden Höhen im Bingerwalde und im Soonwald. Wenn dies der Fall ist, dann könnte man auch annehmen, dass all' die tertiären Reste auf den Höhen zwischen Bingen und Coblenz vor der Thalbildung des Rheins im Zusammenhang waren und dass zur Tertiärzeit beide Seen, der des Neuwieder mit dem des Mainzer Beckens in Verbindung standen. Dass zu jener Zeit eine solche zwischen dem Limburger und dem Mainzer Becken bestanden hat, ist durch C. Koch nachgewiesen worden [1]).

[1]) Beitrag zur Kenntniss der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken.

Diluviale Terrassen des Rheines zwischen Bingen und Coblenz.

Von besonderem Interesse ist es, den ältesten Rheinlauf zwischen Bingen und Coblenz zu verfolgen. Ueber die ehemalige Rheingabelung bei Rüdesheim und die frühere Mündung der Nahe in den südlichen Rheinarm habe ich in dem oben erwähnten Aufsatze ausführlich berichtet [1]).

Rheinabwärts von Bingen lassen sich eine grosse Anzahl Terrassen in gleichen Niveaus liegend, und oft drei und vier über einander von 20 Meter bis zu 250 Meter über dem Thale erkennen. Meist zeigen die tieferen (jüngeren) Terrassen nur geringe, die höheren eine grössere Ausdehnung; die höchsten lehnen sich mit ihren Sand- und Kiesdecken an mehreren Stellen an tertiäre Schichten an.

Wenn man den Rhein zwischen Coblenz und Bingen begeht und betrachtet diese oft kaum 300 Meter breite Schlucht mit den steilen, zuweilen senkrechten Thalwänden, die 200—250 Meter über den Spiegel des Flusses hinaufragen, so ahnt man nicht, dass von den oberen Rändern der steilen Felsen sich tafelförmige Ebenen oft weit ausdehnen; dieselben sind etwa 1—2 Kilometer westlich und östlich vom Rheine von Höhenzügen, nahe parallel mit ihm verlaufend, begrenzt, die die ältesten Ufer gebildet haben zur Zeit, als seine Gewässer in einem 200—250 Meter höheren Niveau wie heute verliefen. Zwischen diesen Höhenzügen liegt das ehemalige Rheinthal, welches eine Breite von etwa 3 Kilometer einnahm, im Vergleich dazu erscheint dem Beobachter das heutige Rheinthal nur als eine grosse Felsenschlucht. Diese Betrachtung kann man nur von einem Höhepunkt aus machen. Man besteige einmal etwa von Wellmich die 250 Meter über dem Thale befindliche Höhe am alten Schacht über dem Sachsenhauser Zechenhaus, von

[1]) Lepsius hat in einer Anmerkung seiner Geologie von Deutschland (S. 219) Zweifel ausgesprochen über die Richtigkeit meiner Beobachtung in Bezug auf die Bildung des unteren Nahethales, denselben aber wieder aufgegeben nach einer persönlichen Besprechung.

da hat man einen weiten Blick in südlicher Richtung nach St. Goar hin; zunächst dehnen sich vom Standpunkt weite tafelförmige Terrassen aus, die zu beiden Seiten des Rheines über St. Goar fortsetzen und nur durch das von hier ganz eng scheinende mit steilen Felswänden begrenzte Rheinthal unterbrochen sind, das gleichsam eine tiefe Furche in den hohen und breiten Terrassen bildet; westlich und östlich von ihnen gewahrt man recht deutlich die höher ansteigenden ehemaligen Rheinufer. Noch auffallender und interessanter ist die Ansicht über das jetzige enge und das alte weite Rheinthal, wenn man seinen Standpunkt in der gleichen Höhe von 250 Meter über dem Thale an der Kapelle Langgäh, 3 Kilometer südwestlich von Rhens, am Wege nach dem Nonnenheckhof, wählt und seinen Blick in südlicher Richtung über Boppard hinaus richtet. Dieser allmählich ansteigende Weg führt über mehrere Terrassen; die höchste liegt 60 Meter, die folgende, mit vielem Kies und vulkanischem Sand bedeckte, 140 Meter über Rhens; dann folgt die höchste und 2 Kilometer breite Tafel, mit weissen ganz abgerundeten Quarzgeröllen bedeckt, die vielleicht schon dem Tertiär angehören. — Das westliche alte Rheinufer tritt, von der Kapelle aus gesehen, besonders deutlich hervor, es ist in dem Höhenzug gekennzeichnet, der sich nach dem Hunsrück hin über den breiten hohen Flächen erhebt und von der Höhe des Calmuth (westlich von Boppard) über den Müllerberg (südlich von Boppard) nach der Fleckertshöh', nach Rheinbach und Holzfeld weiter erstreckt. — In bequemer Weise gelangt man auch von den tieferen bis zu den höchsten Rheinterrassen auf dem Wege von Filsen (unterhalb Boppard) nach Dalheim. Die erste erhebt sich ebenfalls 60 Meter über dem Thale, die zweite 140 Meter, ansteigend bis zu 160 Meter am Camperhausenhof. Die Quarzgerölle auf der 250—300 Meter hohen Fläche von Hasenkopf über Dreispitz bis Steiningerhof, westlich von Dalheim und Lyckershausen hin, sehe ich für tertiär an. Auf dieser Höhe bemerkt man auch vulkanischen Sand, wie auf vielen Hochflächen und Terrassen zwischen Bingen und Coblenz, oft auch Bimsstein, zumal von den Höhen westlich von Boppard, selbst westlich der Fleckertshöhe, bei mehr als 500 Meter Meereshöhe.

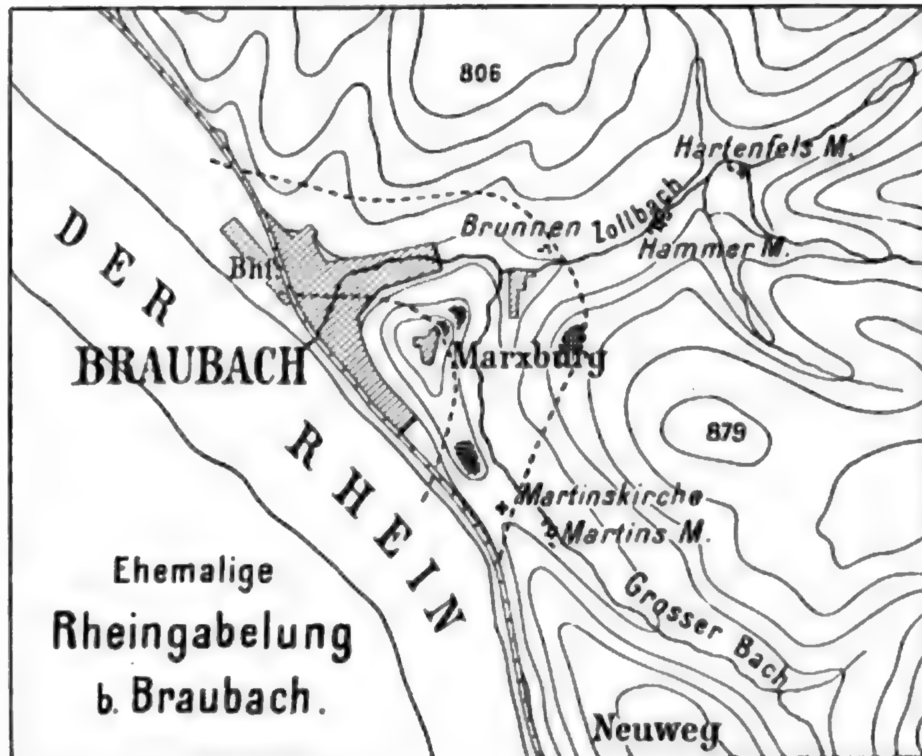
Südwestlich von Bacharach aufsteigend nach Winzberg, lassen sich vier Terrassen erkennen, bei 60, 80, 100 und 120 Meter über dem Rhein — 140 Meter über demselben erstreckt sich östlich von der Lurley eine grössere tafelförmige Terrasse, die nur spärlich mit Kies bedeckt ist, weiter östlich von der Lurley und 20—30 Meter höher ist eine zweite, nur von geringer Ausdehnung. Eine etwa 230 Meter über dem Rhein gelegene, mit Flussgeschieben bedeckte, weite Fläche verbreitet sich von Patersberg (bei St. Goarshausen) gegen SO. Ueber derselben, in einem 20 Meter höheren Niveau beginnen auf Hauseck, am Wege nach Rettershain, die tertiären Thone.

Das Material der diluvialen Ablagerungen besteht vorherrschend aus Kies, Sand und Lehm. Bei Lierscheid (3 Kilometer nordöstlich von St. Goarshausen) ist bei 160 Meter über dem Rhein eine grosse Kies- und Sandgrube; in dem Sand sind nicht selten, neben Geschieben von Quarz, Buntsandstein, auch solche von Quarzporphyr und verwittertem Melaphyr, Porphyrit und man erkennt sofort, dass diese Eruptivgesteine von der Nahe stammen.

Bei dem Laufe des Rheins zwischen Bingen und Coblenz verdient wohl noch die Thalbildung bei Braubach einer Erwähnung. An der Martinskirche zeigt sich in dem schmalen Rücken, der von der Marxburg in SO. nach der Höhe »Neuweg« verläuft, eine tiefe Einsenkung, die sofort beim Vorübergehen auffällt und die 30—35 Meter über dem Rhein liegt. Nordwestlich davon befindet sich in etwa 10 Meter höherem Niveau eine kleine mit Kies bedeckte Terrasse und eine solche auch in gleichem Niveau auf der NO.-Seite der Marxburg. Hier ist noch eine 10 Meter höhere kleine Terrasse, der in der Höhenlage eine andere auf der rechten Seite des Grossen Bachs entspricht. Dieselben dürften einem früheren Rheinlaufe zuzuschreiben sein und mag sich der Rhein ehemals gleich oberhalb Braubach gegabelt und der östliche Arm die Marxburg umspült haben; damals ist der Grosse Bach an der Martinsmühle und Zollbach in der Nähe der Hammermühle in denselben verlaufen. Nachdem er zurückgetreten und die Erosion des Rheins weiter vorgeschritten, haben auch beide Bäche ihr Bett vertieft. Beide zeigen enge Schluchten, die aber bei 30 Meter

über der Thalsohle besonders beim Grossen Bach in der Nähe der Martinsmühle sich merklich erweitern. Auf dem beigegebenen Uebersichtskärtchen ist der ehemalige Rheinarm durch eine ge-

Fig. 1.



strichelte Linie angedeutet und die Diluvialterrassen durch Kreuz-Schraffur.

Die Rheingabelung bei Braubach ist das dritte Beispiel einer ehemaligen Flusstheilung vom Rheingau ab, die bei Rüdesheim und bei Salzig sind früher näher beschrieben worden.

Thalbildung der Saar.

Eine ehemalige Bifurcation, die verdient, eingehend erörtert zu werden, wurde an der oberen Saar beobachtet. In meinem ersten Aufsatze über Thalbildung und in den Erläuterungen zu Blatt Saarburg ist angeführt, dass ihr unterer Lauf in der jüngeren

Diluvialzeit zwischen Saarburg und Conz ein ganz anderer war wie heute. Bei Excursionen an der oberen Saar, in der Saarbrücker Gegend, konnte die Wahrnehmung gemacht werden, dass auch in der älteren Diluvialzeit grosse Abweichungen vom heutigen Saarlauf bestanden, auf die man aber erst aufmerksam wird nach längeren Studien über Thalbildung, nach wiederholter Begehung einer Gegend und im Besitze guter Karten, wie die neuesten Generalstabsaufnahmen. Oberhalb Saarbrücken in der Gegend von St. Arnual fand zur Zeit, als die Saar in einem ca. 40 Meter höheren Niveau verlief, eine Theilung derselben statt. Wenn man seine Schritte von Saarbrücken nach den Spicherer Höhen lenkt und auf die Höhe des alten Exercierplatzes gelangt, so fällt eine grosse Thalmulde auf, die zwischen dieser Höhe und den Spicherer Bergen liegt, sie ist über 1 Kilometer breit, dehnt sich östlich nach St. Arnual, westlich nach Forbach hin aus. Beim Ueberblicken derselben lässt sich vermuthen, dass in dieser Niederung ehemals ein grösserer Wasserlauf bestanden habe. Begeht man dieselbe, so finden sich auch diluviale Ablagerungen und man wird in seiner Vermuthung bestärkt. Die Weiss'schen Blätter Saarbrücken und Dudweiler geben zwischen dem Galgenberg (südlich vom alten Exercierplatz) und den Spicherer Höhen, dann in der Nähe von Ehrenthal und westlich von St. Arnual Diluvium an. Dass die Diluvial-Terrassen westlich von diesem Dorfe einem früheren Saarlaufe angehören, ist offenbar und man könnte glauben, dass der Fluss ehemals zwischen dem St. Arnualer Stiftswald und dem Winterberg nur einen nach W. gerichteten Bogen gemacht habe. Verfolgt man indess die von St. Arnual gen W. fortsetzende Einsenkung nach der Goldnen Bremm hin, so findet sich diluvialer Kies zwar in geringerer Verbreitung als auf den vorerwähnten Terrassen von Arnual, aber überall auf den Feldern sind vereinzelte Geschiebe und Sand, der aber auch als Verwitterungsproduct des Buntsandsteins von den Höhen zu beiden Seiten der Gebirgssenke herabgeführt sein könnte. Die diluvialen Geschiebe nehmen indess weiter westlich auf den Terrassen der Folster Höhe und im Stieringer Waldstück an Menge zu über die lothringsche Grenze hinaus. Auch die Niederung setzt in

der Richtung nach Forbach und weiter fort auf der südlichen Seite von dem steil abfallenden Höhenzuge begrenzt, der sich vom Arnualer Stiftswalde über die Spicherer Höhen, den Forbacher- und Kreuzberg, Kleinwald, Fahrberg, Herapel nach dem Morsbacher Walde erstreckt.

Wie die Terrainbildung und die Verbreitung diluvialer Ablagerungen westlich von Arnual über Forbach hinaus auf einen früheren Fluss hinweist, so kann auch bei genauer Betrachtung der Berge und Thäler östlich von Arnual, sowie aus der Verbreitung diluvialer Vorkommen auf einen alten Wasserlauf geschlossen werden, der den kegelförmig gestalteten Halberg umspülte. Schon die Breite des Thales zwischen der Halbergerhütte und der Schaafbrücke, in dem gegenwärtig der kleine Scheidterbach verläuft, zumal aber die auffallende Weite des Thales zwischen dem Halberg und dem Kaninchenberg, das kein Bach durchzieht, lassen vermuthen, dass ehemals zwischen diesen Bergen ehedem ein grösserer Wasserlauf sich durchzog. Die mit diluvialem Kies bedeckten kleinen Terrassen zu beiden Seiten des Scheidterbaches entsprechen in ihren Höhenlagen den Terrassen westlich von Arnual. Und es ist mehr wie wahrscheinlich, dass in der älteren Diluvialzeit zwischen Arnual und Güdingen eine Gabelung der Saar statt hatte; der eine und wohl breiteste Arm ging von Arnual in westlicher Richtung über Forbach — der andere über Brebach, zwischen dem Halberg und der Höhe östlich vom Halberger Weiher in der Richtung nach der Schaafbrücke, wo er den Scheidterbach und den Grumbach aufnahm, er machte hier einen scharfen Bogen und setzte seinen Lauf zwischen dem Halberg und Kaninchenberg in westlicher Richtung weiter fort. In jener Zeit war der Halberg mit dem Winterberg im Zusammenhang. Die Barriere, welche beide Höhen verband, verschmälerte sich mehr und mehr und wurde schliesslich durchbrochen. Die Wegwaschung dieser Barriere zu erklären, könnte in der Weise geschehen, dass man annähme, die ehemalige Theilung des Flusses habe südlich vom Halberg stattgefunden. Von hier aus machte der westliche Arm auf der Südseite der Barriere allmählich einen grösseren nördlichen Bogen, wodurch eine stetige weitere Ab-

spülung derselben erfolgte. Ein gleiches Erodiren wird auf der Nordseite der Barriere bei dem zweiten Saararm stattgefunden haben, indem derselbe nach Umspülung des Halbergs in einem südlichen, sich mehr und mehr erweiternden Bogen an der Barriere hinfloss, die schliesslich sich so verschmälerte, dass wiederholte Hochfluthen der Saar, welche sich von S. her nach N. fortwälzten, dieselbe durchbrachen. Von diesem Zeitpunkte an und bei dem weiteren Einschneiden der Saar sind die Gewässer derselben dem geraden Weg nach NW., der in der Barriere gebahnt war, besonders bei höheren Wasserständen, gefolgt. Die Gewässer aus dem westlichen und nordöstlichen Arm traten allmählich zurück, der Durchbruch der Barriere erweiterte sich mehr und mehr und es entstand mit der Zeit das jetzt über 1 Kilometer (zwischen dem Halberg und Winterberg) breite Thal.

Nachdem der Durchbruch der Saar durch die Barriere unterhalb Arnual erfolgt war und der westliche Arm zurücktrat, fand zwischen dem Winterberg und Halberg ein tieferes Einschneiden des von da ab alleinigen Saarlaufes statt und bildeten für lange Zeit die etwa 210 Meter über dem Meere oder 14—20 Meter über der Saar gelegene und mit Kies bedeckte Terrasse von Brebach, die östlich und nördlich von St. Johann das Saarbett. Die breite gleich hohe Fläche des Saarbrücker Bahnhofs ist wohl grösstentheils bei Erweiterung desselben auf künstlichem Wege entstanden, aber eine kleine Terrasse war schon vor dem Bahnbau vorhanden; sie findet westlich ihre Fortsetzung in der mit einem mächtigen Kieslager bedeckten Terrasse von Malstadt, in der am Bahnhof Burbach und längs der Bahn bis Louisenthal.

Der Anlass zur Flusstheilung oberhalb Saarbrückens möchte wohl darin zu suchen sein, dass die frühere Saar in der Nähe von Güdingen, wo sie in Schichten des Buntsandsteins eintrat, ein durch grosse Gebirgsrisse sehr gestörtes Terrain erreichte; der östliche Arm verlief nach dem durch zwei Klüfte um 70—80 Meter eingesunkenen Gebirgstheil bei der Schaafbrücke, von da in NW. auf 1½ Kilometer in der vorgefundenen grabenförmigen Vertiefung, der westliche wandte sich in dem um 50 bis 60 Meter eingesunkenen Terrain westlich von St. Arnual nach der

goldenen Bremm, über Forbach hinaus immer in eingesunkenen Schichten, wie die Uebersichtskarte von G. Meyer zeigt[1]). Dass Gebirgsstörungen nicht selten, wenn auch nur streckenweise, den Lauf der Flüsse bestimmen, wurde schon früher bei der Mosel und in neuester Zeit an der Sauer beobachtet.

Beigefügte Karte (Tafel XVII im Maassstabe 1 : 30000) bietet eine nähere Orientirung über diese ehemalige Saargabelung oberhalb Saarbrücken, auf der auch die gedachte Barriere und der Lauf der beiden Saararme angedeutet ist[2]).

Es ist gewiss von Interesse, nun auch den weiteren Verlauf beider Arme der Saar zur Zeit ihrer Gabelung oberhalb Saarbrücken zu verfolgen; ihre Wiedervereinigung, nehme ich an, hat ca. 40 Kilometer thalabwärts gleich unterhalb Saarlouis stattgefunden und folgere dies aus folgenden Beobachtungen. Beim Begehen der Gegend zwischen Saarlouis und Saarbrücken, zumal von Höhenpunkten auf der rechten Seite der Saar, fällt in westlicher Richtung sofort ein steil gegen O. nach dem Saarthale hin abfallender Höhenzug ins Auge, der mit dem Limberg bei Wallerfangen beginnt und sich von da auf 2—3 Kilometer zunächst nach W. erstreckt, dann aber nach S. umbiegt und etwa parallel mit der Saar über Felsberg und Berus nach Bisten verläuft.

Derselbe macht so recht den Eindruck als den ehemaligen Rand eines grösseren Flusses und bildet den Abfall der Hochfläche, der Saargau genannt, zwischen Geislingen und Felsberg nach Osten hin. Zwischen demselben und dem heutigen Saarthal dehnt sich eine ca. 230 Meter über dem Meere oder 40 Meter über

---

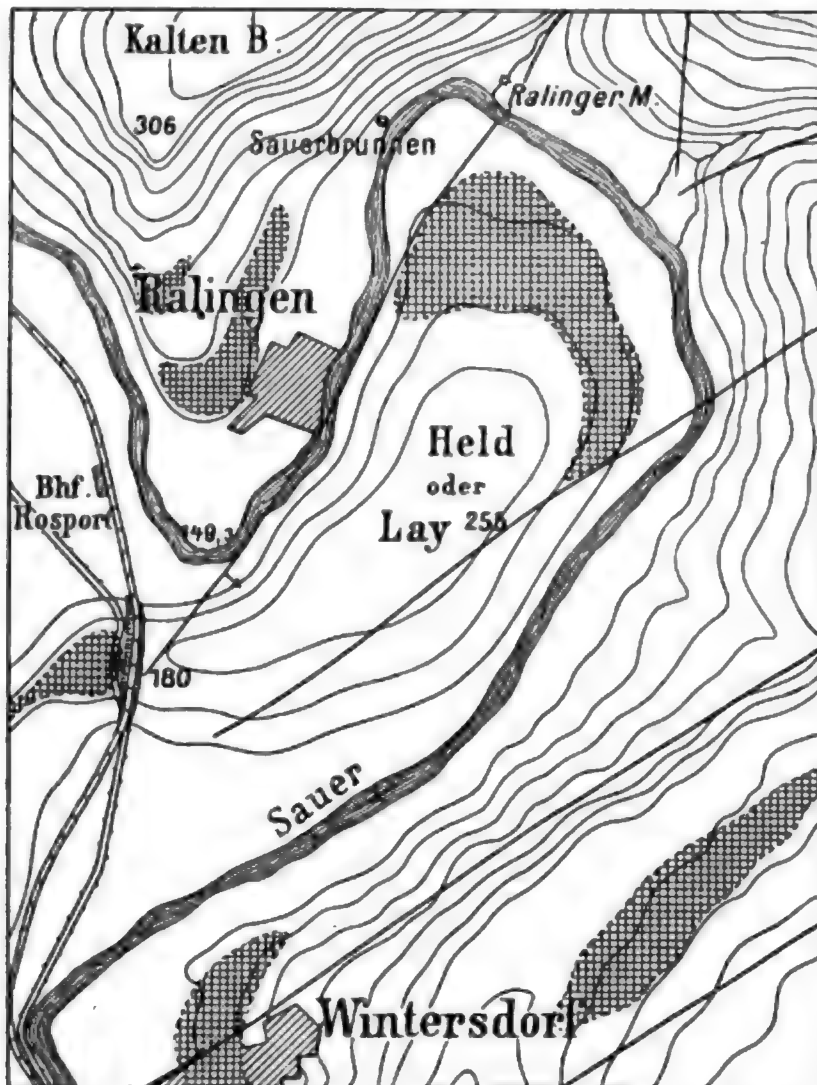
[1]) Ueber die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker Steinkohlengebirges.

[2]) In ähnlicher Weise, nur in kleineren Verhältnissen hat eine allmähliche Wegwaschung einer früheren Barriere beim Sauerlaufe, da wo jetzt Echternach liegt, stattgefunden, wie in dem Aufsatz über Thalbildung im Jahrbuch pro 1885, S. 145 gezeigt worden ist. — Der hakenförmige Bogen, den die Sauer zwischen Ralingen und Wintersdorf macht, kann nur den mächtigen Klüften zugeschrieben werden, die zwischen beiden Dörfern durchsetzen. Die Höhe »Held oder Lay« östlich von Ralingen, liegt zwischen zwei grossen Verwerfungen und ist ein um etwa 50 Meter gesunkener Gebirgstheil. Zur Zeit, als die Sauer in einem 30 Meter

der Saar gelegene Fläche aus, die schon von Weitem als eine Hochterrasse erscheint. Man findet auf ihr an manchen Stellen, besonders westlich von Lisdorf viele Flussgeschiebe und liegt die-

höheren Niveau floss, muss auch hier eine Gabelung derselben statt gefunden haben. Darauf deutet die Gebirgssenke südlich vom Bahnhof Rosport, in der Flussgeschiebe liegen, hin. Es ragte damals die Held als Insel zwischen beiden

Fig. 2.



Armen hervor. Ueber die Schwelle südlich von Rosport ging der südliche Lauf des Flusses, der bogenförmige über Ralingen; in den gesunkenen Gebirgsschichten vertiefte er sich in denselben leichter, so dass er sich zum alleinigen und zum Hauptlauf mit der Zeit entwickelte.

selbe in gleichem Niveau, wie die diluvialen Vorkommen westlich von St. Arnual nach Forbach hin. Das Dorf Bisten liegt am südöstlichen Fusse des vorerwähnten Höhenzuges, an denselben lehnt sich südlich und östlich von Bisten eine ausgedehnte Niederung in Form eines Beckens, das den Eindruck eines ehemaligen kleinen Sees macht. Ueber seine Entstehung soll weiter unten Näheres angeführt werden. Von Bisten aus verläuft mit gleich steilem Abfall der Höhenzug auf 4 Kilometer in westlicher Richtung über Merten hin, biegt dann nochmals nach S. um und ist an den Höhen, westlich der Bist, die mit dem Grossen Zoll bei Falk beginnen und im Hufwald westlich von Kreuzwald über Varsberg und westlich von Porcelette fortsetzen, wieder zu erkennen. In der Nähe von Porcelette macht der Höhenzug im St. Avolder Walde einen südwestlichen Bogen und verläuft über Ob. Homburg, Beningen-Merlenbach und Morsbach. Die Wendung des alten Saararmes vom St. Avolder Walde aus in nördlicher Richtung dürfte Gebirgssenkungen zuzuschreiben sein, die in der Wasserscheide zwischen den Nied- und Saarzuflüssen vorkommen.

Der ehemalige westliche Saararm durchzog die Niederung, die sich östlich und nördlich der eben genannten Berge und Orte ausdehnt. In derselben kommen an vielen Stellen mit Flussgeschieben bedeckte Terrassen vor, die in gleichem Niveau wie die zwischen den Spicherer Höhen und dem Winterberg, sowie die westlich von Arnual liegen. Man trifft aber auch an manchen Punkten Kiesterrassen, besonders in der Nähe von Porcelette, in höherem Niveau an, also ältere Bette des alten westlichen Saarlaufes. Früher wird die Bist zwischen Varsberg und Kreuzwald, der Grosse Bach bei Merten in denselben gefallen sein. Von Kreuzwald aus geht die Bist in nördlicher und gleicher Richtung wie der ehemalige Saararm. Bei Bisten wird schon damals in dem weichen und leicht zerstörbaren Vogesensandstein eine grosse Thalweite bestanden haben, die sich etwa bis Friedrichweiler ausdehnte. Erst nachdem der westliche Saararm zurückgetreten war, haben sich die von Merten und Kreuzwald kommenden Gewässer in der Thalweite von Bisten angesammelt und einen kleinen See gebildet, aus dem sich später ein Abfluss, der untere Bistlauf,

über Differten nach der heutigen Saar entwickelte, und es wurde bei dem weiteren Einschneiden desselben der See nach und nach entwässert. Noch bis in die neuere Zeit muss in der Thalweite von Bisten eine grössere Wasseransammlung, nach den ausgedehnten Torfvorkommen zu schliessen, bestanden haben. Ist dieselbe doch jetzt noch sehr wasserreich und sumpfig.

Der zweite Saararm (vergl. Taf. XVII) floss nach Umspülung des Halberges in nordwestlicher Richtung weiter, etwa in gleicher Richtung wie die heutige Saar. Es lässt sich annehmen, dass nordwestlich der Schaafbrücke eine nochmalige Gabelung dieses Armes statt hatte, und dass der Kaninchenberg zwischen dieser Gabelung hervorragte. Einmal deutet die Abrundung dieses Berges auf seiner nördlichen Seite darauf hin, dann auch die Ablagerung diluvialer Geschiebe auf der hier befindlichen, kleinen Fläche, gleichfalls in 230 Meter Meereshöhe, wie die Terrassen westlich von Arnual und die östlich vom Halberg. Auch die 230 Meter hohe mit Kies bedeckte, kleine Terrasse unterhalb Eschberg, über welche die Strasse nach Saarbrücken führt, dürfte diesem Laufe angehören. Die Terrasse in gleicher Höhenlage 1 — 1½ Kilometer östlich und nordöstlich von St. Johann, des Vorlandes des St. Johanner Stadtwaldes, ist das Bett des nördlichen bezw. nordwestlichen Saararmes gewesen, ebenso die gleich hoch gelegene Fläche nördlich von Saarbrücken nach dem Neuen Rothenhof hin, sowie die nördlich von Malstadt und von Burbach. Weiter abwärts waren die gleich hohen Flächen zu beiden Seiten der Saar, westlich von Burbach, südwestlich von Louisenthal, dann bei Fenne, Völklingen, Buss bis Saarlouis hin das ehemalige Bett dieses Saararmes. Derselbe hat sicherlich seinen Lauf auch in horizontaler Richtung vielfach geändert, so dass er zwischen Burbach und Saarlouis theils nördlich, theils südlich der jetzigen Saar ging. Die Breite des Saarthales hier dürfte zur altdiluvialen Zeit etwa auf 4 — 5 Kilometer zu schätzen sein. Von grosser Ausdehnung ist die 230 Meter über dem Meere gelegene, mit Kies und Lehm bedeckte Terrasse von Schaffhausen. Auf der Südseite derselben steigt das Terrain merklich an und erreicht am Hohen Berg 284 Meter Meereshöhe. Das rasche Ansteigen des

Terrains fällt gleich beim Begehen der Fläche auf und dürfte hier der südliche Uferrand des alten Saarlaufes zu suchen sein, der am Weiher Berg und Rothen Berg in nordwestlicher Richtung und jenseits der Bist am Buch-Holz bei Wadgassen fortsetzt.

Die beiden Saararme umgaben eine grosse Insel, eine Gebirgspartie, die sich von Arnual bis Wallerfangen auf eine Länge, wie oben angeführt, von ca. 40 Kilometern und in der grössten Breite auf 15 Kilometer vom St. Avolder Wald bis Wadgassen ausdehnte. Die höchsten Punkte derselben sind der Hofberg bei Friedrichweiler (235 Meter), die Halbe Welt bei Ludweiler (260 Meter), der Hohe Berg bei Schaffhausen (284 Meter). Sie wurde von der jüngeren Diluvial- bis zur Alluvialzeit vielfach durch querverlaufende Gewässer, wie die Rossel, der Lauterbach, der Werbelenerbach, die Bist und eine Reihe kleinerer Bäche durchschnitten.

Eine zweite Flusstheilung bei der Saar wird wohl auch ehedem, vergl. Taf. XVI, etwa 5 Kilometer unterhalb Wallerfangen bestanden haben, muthmaasslich in derselben Zeitperiode, als die grosse Gabelung zwischen Arnual und Wallerfangen bestand. Wenn man auf dem Wege von Dillingen nach Beckingen seinen Blick westwärts wendet, so gewahrt man eine fast 1 Kilometer breite Einbuchtung zwischen der Siersburg und dem Galgenberg. Die 230 Meter über dem Meere gelegene Fläche zwischen beiden Bergen ist mit Flussgeschieben bedeckt. In gleicher Höhe ruht 2—3 Kilometer weiter westlich im Eichertswald bei Büren wieder eine Kiesdecke und dann nach Gross-Hemmersdorf hin eine dritte. Auch die kleine Kiesterrasse westlich von Siersdorf und die auf der linken und rechten Seite der Nied unterhalb Eimersdorf liegen in demselben Niveau. Es könnten die diluvialen Absätze auf diesen Terrassen auch von der Nied herrühren, dann müsste man annehmen, dass diese sich ehemals unterhalb Gross-Hemmersdorf gegabelt habe und der eine Arm über Büren und von da zwischen der Siersburg und dem Galgenberg, der andere in der Richtung der heutigen Nied von Siersdorf über Eimersdorf nach der Saar verlaufen sei. Viel wahrscheinlicher und natürlicher dürfte es sein, schon wegen der Breite der er-

wähnten Gebirgssenke, die auf einen grösseren Fluss schliessen lässt, dass die Saar in der Nähe von Pachten sich nochmals gabelte, der östliche Arm in der Richtung des jetzigen Saarthals und der andere (westliche) zwischen dem Galgenberg und der Siersburg ging, in der eingesunkenen Gebirgspartie von Siersdorf einen Bogen nach Norden machte, und dass sich beide Arme unterhalb Rehlingen bei Beckingen wieder vereinigten. Damals wird die Nied nahe unterhalb Gross-Hemmersdorf in den westlichen Saararm gemündet sein, wohl da, wo sie in fast rechtem Winkel von S. nach O. umbiegt; später hat sie, nachdem der westliche Arm der Saar zurücktrat, das von demselben vorgebildete Thal zu weiterem Laufe benutzt und ihren Weg über Eimersdorf fortgesetzt.

Ein sehr alter Saarlauf lässt sich in der Gegend von Merzig erkennen. Blickt man von einem höheren Standpunkt in der Nähe dieser Stadt gen W., so nimmt man wahr, dass die 5—10 Kilometer entfernten höchsten Berge in einem nach W. gerichteten, halbkreisförmigen Bogen von der Saar aus verlaufen. Am Fusse dieses Höhenzuges, der einen auffallend steilen Abfall gegen das nach N. und NO. etwa 100 Meter über der Saar liegende Vorland zeigt, während das westliche Plateau nahe 200 Meter über derselben sich befindet, sind die Orte Büdingen, Wellingen, Wehingen und Tünsdorf gelegen. Macht schon der steile Abhang des südlich und westlich von diesen Dörfern verlaufenden Höhenzuges den Eindruck eines sehr alten Flussuferrandes, so liegen überdies auf den terrassenförmigen Flächen nördlich und östlich derselben an vielen Stellen, wenn auch spärlich, Flussgeschiebe; sie sind sicherlich ehemals in grösserer Menge hier vorhanden gewesen, später fortgespült, und durch die vom Höhenzuge der Saar zufallenden, vielen Bäche weggeführt worden. Daher ist anzunehmen, dass die Saar, zur Zeit als sie noch in einem etwa 100 Meter höheren Niveau verlief, ihren Weg von Merzig zunächst westlich längs des erwähnten Höhenzuges nahm und in der Gegend von Wellingen nach NW. umbog bis Tünsdorf, wo sie den Quarzitrücken Schwarzbruch, den südwestlichen Ausläufer des linksrheinischen Taunus-Quarzit, erreichte. Von hier aus

verlief die alte Saar in östlicher Richtung über die Fläche von Nohn. Damals wird auch die 100 Meter über dem Thale gelegene Fläche zwischen Ponten und Mettlach, auf welcher ebenfalls Flussgeschiebe vorkommen, das Saarbett und nachweisbar das älteste gewesen sein. In gleicher Höhe liegen auch die Kiesvorkommen auf den Flächen oberhalb Saarhölzbach zu beiden Seiten der Saar.

Grosse Aenderungen im Flusslaufe, von der älteren Diluvial- bis zur Alluvial-Zeit, lassen sich auch an der unteren Saar, zwischen Saarburg und der Mosel, nachweisen. Die breiten Thalböden, welche ringförmig in westlichen und östlichen Bogen von der Saar sich hier abziehen, sind früher in den Erläuterungen zu Blatt Saarburg (1880) und in dem Jahrbuche für 1885 näher beschrieben worden. Ueber den fast kreisförmigen grossen Thalbogen, südöstlich von Conz folgt unten Weiteres.

Neuerdings wurde noch beobachtet, dass in der älteren Diluvialzeit ein Arm der Saar von Ayll aus in der Richtung über Tawern und von da in durch Gebirgsstörungen eingesunkenem Terrain seinen Lauf gehabt haben dürfte, und dass der untere Albach, der gleich oberhalb Wasserliesch in die Mosel fällt, in einem von diesem Saararm vorgebildeten Thale von Tawern aus verläuft. Das zwischen diesem Orte und der Mosel ganz enge Albachthal zeigt bei 50—60 Meter über dem Bachbett eine grosse Breite von ca. 1 Kilometer, und man findet unterhalb Tawern auf der an der Westseite des Rosenberg sowie gegenüber bei Fellerich an den Höhenzug mit steilem östlichen Abfallen sich anlehnenden Fläche viele Flussgeschiebe, die sich auf gleich hohen Terrassen weiter nach der Mosel ebenfalls zeigen. Diese obere bedeutende Thalweite kann nur von einem grösseren Flusse herrühren und nicht von den beiden kleinen Wasserläufen des Greulbachs und des Mannebachs (Thalbachs) die nach der Vereinigung bei Tawern den Albach bilden. Beide haben nur einen kurzen Lauf von 3 und 5 Kilometer in engen Thalschluchten und in nordöstlicher Richtung bis Tawern, von da wendet sich der Albach in NW., in gleicher Richtung wie der muthmaassliche frühere Saararm von Ayll her.

Der Verlauf desselben ist schon in der Terrainbildung zu erkennen, einmal an der Einbuchtung im Hardtwald am besten von der N.-Seite her, etwa von der Höhe Lück bei Tawern. Diese Einbuchtung liegt 225 Meter über d. M., die Saar bei Hamm 130 Meter, es hat also, seitdem der westliche Saararm zurückgetreten, ein weiteres Einschneiden des Flusses um 95 Meter stattgefunden.

Die Gegend der unteren Saar bedarf in Bezug auf Thalbildung die eingehendsten und langjährigen Studien; dabei kommen dem Beobachter die Neuaufnahmen des Generalstabes, welche die Terrainverhältnisse ungemein genauer zur Darstellung bringen als die früheren, zu Statten. Ausser dem a. a. O. bereits und dem vorher beschriebenen alten Lauf der unteren Saar muss auch ehemals ein solcher in der 60 Meter über dem Thale gelegenen und mit Flussgeschieben bedeckten Gebirgssenke, südlich von Conz, durch die der Weg von da nach Wiltingen führt, bestanden haben; eine 40 Meter hoch liegende muldenförmige Einbuchtung, südlich von Hamm, deutet ebenfalls auf einen ehemaligen Flusslauf hin. Ferner ist es gar nicht unwahrscheinlich, dass die Strecke der unteren Saar zwischen Wiltingen und Conz zur Zeit der Entstehung des Thales der Mosel von dieser vorgebildet worden ist, dass ein Arm der Saar bei Wiltingen in die Mosel mündete und ein zweiter bei Oberemmel, nach der ca. 100 Meter über dem Thal gelegenen Einbuchtung auf der SO.-Seite des Scharzbergs zu schliessen. Auf dem hier beigefügten Plane (Taf. XVI) bemerkt man, dass der breite Thalboden östlich von Wiltingen bei NW.-Richtung in einen spitzen Winkel von ca. 60° nach dem Saarthal hin sich öffnet. Derselbe wird wohl nicht von einem Saarlaufe, wie früher angenommen wurde, herrühren. Es wäre immerhin denkbar, dass der Fluss auch südlich und östlich von Wiltingen seinen Lauf gehabt und die 20 und 40 Meter hohen Diluvialterrassen sein ehemaliges Bett bildeten, und dass das Einschneiden des Oberemmeler Baches, der bei Wiltingen mündet, die weitere Vertiefung des alten Thalbodens bewirkt habe. Viel wahrscheinlicher will es mir nach neueren Beobachtungen vorkommen, dass ein von NW. gekommener grosser Wasserlauf hier

erodirt hat. Dafür sprechen die auf Hochterrassen südlich von Commlingen liegenden Flussgeschiebe, die bis 170 Meter über das Thal hinaufreichen, in welcher Höhe beim Saarlaufe solche nicht wahrnehmbar sind, wohl aber vielfach zu beiden Seiten der Mosel und dann die auffallend grosse Thalweite des Thalbodens von Wiltingen über Oberemmel, Crettnach nach Conz. Es dürfte die Entstehung desselben der Mosel zuzuschreiben sein. Dieselbe verläuft, soweit sie Grenzfluss zwischen preussischem und luxemburgischem Gebiete bildet, von SW. nach NO. im Streichen von grossen Klüften; oberhalb Wasserbillig auf eine Länge von 8 Kilometer in einer grabenförmigen Einsenkung, durch welche hier ihr Weg vorgezeichnet war. In dem sehr gestörten Terrain zwischen Wasserbillig und Conz verlässt sie ihre bisherige Richtung von der Sauermündung ab und wendet sich anfangs im O., dann im SO.

An der Grenze von Buntsandstein und Devon in der Nähe von Conz wird ehemals eine Gabelung des Flusses statt gehabt haben, der nördliche Arm verlief nördlich von Conz, worauf die hohen Diluvial-Terrassen in der Gegend hindeuten, der andere in SO., zunächst an der Grenze von Buntsandstein und Devon bis Coenen und machte in letzterem den grossen fast kreisförmigen Bogen über Kanzem, Wiltingen, Oberemmel, Crettnach nach Conz. Damals wird bei Conz das nach NW. etwas vorspringende Devon in dieser Richtung noch weiter fortgesetzt und hier eine Barriere bestanden haben, ähnlich wie sie bei der Saar oberhalb Saarbrücken und der Sauer bei Echternach gedacht wurde, die beide Moselarme für einen grossen Zeitraum trennte, bis sie schliesslich bei stets fortschreitender Erosion durchbrochen worden ist. Auf dieselbe weisen die verhältnismässig geringe Thalweite bei Conz und auf den früheren südlichen Moselarm die Thalweite bei Coenen hin. Erst nach erfolgtem Durchbruch der Barriere bei Conz entwickelte sich der heutige Mosellauf, der südliche Arm über Coenen, Wiltingen etc. trat zurück und es hat nun die Saar den von demselben gebahnten Weg zu ihrem weiteren Lauf benutzt. Dies fand in jener Zeit statt, als das Moselbett in einem etwa 90 bis 100 Meter höheren Niveau lag. Die höchste Stelle des breiten Thalbodens bei Crettnach ist 225 Meter über dem Meere, die

Mosel an der Saarmündung 127 Meter. Damals wird auch der oben erwähnte frühere Saararm von Ayll über Tawern nach Wasserliesch zurückgetreten sein; die Gebirgssenke im Hardtwald liegt etwa in gleicher Höhe wie der Thalboden bei Crettnach.

Thalbildung der Mosel.

Der weitere Verlauf des nördlichen Moselarmes lässt sich nördlich von Biewer (bei Trier) verfolgen. Hier ist bei ca. 130 Meter über der Mosel zwischen dem Steigerberg und der Höhe SW. von Ehraug eine Gebirgseinsenkung mit Flussgeschieben bedeckt, die man von einem höheren Standpunkt, etwa vom Grüneberg bei Trier, oder auch von der Höhe, östlich von Ruwer deutlich wahrnimmt. Dieselbe setzt durch den Schneesberg, nordwestlich von Ehraug, woselbst eine starke Kiesdecke ist und nördlich der Höhe, durch die der Quinter Tunnel geht, gegen O. weiter fort. Besonders der linke Uferrand des nördlichen Moselarmes zeigt nach SO. ein steiles Abfallen vom Steigerberg an in nordöstlicher Richtung durch den Ehranger Wald. — Weiter in NO. dürfte derselbe sich am Burgberg zwischen Salmrohr und Dreis wiederum gegabelt haben, so dass ein Arm den Burgberg auf der Westseite umspülte und dann seine Richtung über Dreis nach Wittlich nahm, was sich sowohl aus der Terrainbildung wie aus diluvialen Ablagerungen ergiebt; nämlich zwischen Burgberg und Asberg östlich von Dreis und dem Bergrücken, auf dem Ober-Bergweiler liegt, ist eine muldenförmige Einsenkung, die sich auf 8 Kilometer von Dreis nach dem Lieserthal bei Wittlich ausdehnt und die an vielen Stellen mit Flussgeschieben bedeckt ist. Auch die Geschiebeablagerungen in der Gebirgssenke zwischen dem Burgberg und Asberg lassen hier einen früheren grösseren Wasserlauf vermuthen.

Man übersieht diese Einbuchtungen in den Höhenzug, der vom Kanneckerberg, westlich von Dreis, nach dem Asberg, nordöstlich von Salmrohr verläuft, am deutlichsten von einem erhöhten Standpunkt südlich von Salmrohr, und bietet ein Blick vom Thomasberg bei Clausen nach Dreis hin umstehendes Bild. (Fig. 3.)

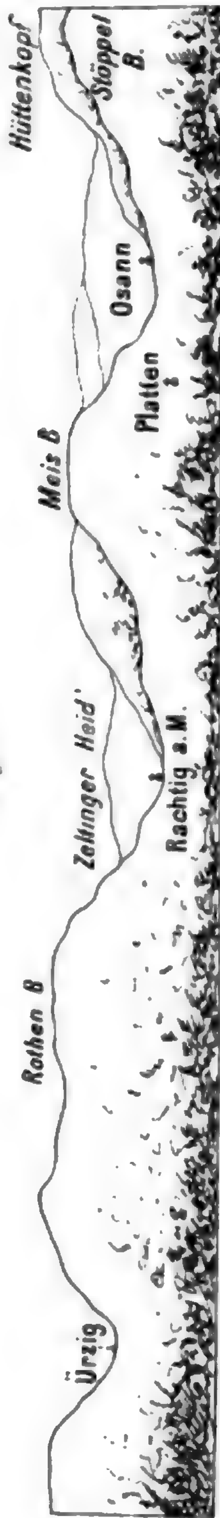
Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



Ueber einen Theil des früheren nördlichen Mosellaufes und zwar der Stelle, an der er nach dem südlichen Arm der heutigen Mosel, umbog, die sich auch durch eine tiefe Gebirgssenke von Weitem bemerklich macht, hat man eine gute Ansicht von einem höheren Punkt südlich der Mosel. Nebenstehende Skizze (Fig. 4), von dem 300 Meter über der Mosel gelegenen Kasholz östlich von Neumagen aus aufgenommen, lässt nicht nur die tiefe Einbuchtung zwischen Platten und Osann deutlich erkennen, sondern auch hohe Flussterrassen, westlich und östlich von Osann. Die spitzen Kuppen im Hintergrunde sind die alten Vulkane von Manderscheid und Daun.

Aber auch nördlich von Platten, schon vom Bahnhof Wengerohr aus, sieht man diese Gebirgssenke und in südöstlicher Richtung eine zweite kleinere, hinter welcher Höhenzüge des rechten Moselufers, der Zeltinger Gegend hervortreten. Weiter östlich macht sich eine dritte recht auffallende Lücke in dem Gebirgsrücken bemerkbar. Durch dieselbe führt die Strasse von Uerzig nach Bausendorf an der Alf. Eine vierte muldenförmige Vertiefung in demselben Rücken, zwischen dem Mosel- und unteren Alfthal, die jedoch vom Bahnhof Wengerohr nicht sichtbar, ist am Reiler Hals bei Station Pünderich. (Fig. 5.)

Letztere drei Senken liegen fast in gleichem Niveau von ca. 200 Meter Meereshöhe und sind gewiss gleichfalls früheren Moselläufen zuzuschreiben, die den nördlichen mit dem südlichen Moselarm verbanden, zur Zeit, als der Wasserstand in einem ungefähr 100 Meter höheren Niveau lag, wie heute.

Diese Beobachtungen führen zu der Annahme, dass in der älteren Diluvialzeit der nördliche Arm nicht blos bis in's Wittlicher-Thal, zur Lieser, sondern auch in's untere Alfthal fortsetzte, in der grossen Thalmulde zwischen dem Kondelwald-Quarzitrücken und den Devonbergen der linken Moselseite, an die sich im Alf- und Lieser-Thal Oberrothliegendes anlehnt. Dieselbe dehnt sich vom unteren Alfthal in SW. bis Schweich hin auf eine Länge von nahezu 40 Kilometern aus und war für die Anlage der Moselbahn günstig.

Das untere Thal der Alf wurde von dem nördlichen Mosel-

arm vorgebildet, sie mag ehemals beim heutigen Dorfe Olkenbach, an der Grenze von Devon und Oberrothliegendem in denselben gemündet sein. Von Schalkenmehren her, wo sie durch die Vereinigung mehrerer Bäche entsteht, bis Olkenbach ist der Lauf der Alf von NW. nach SO., dann macht sie über Bausendorf bis Kinderbeuren einen südlichen Bogen und fliesst in NO. in breitem Thalboden weiter.

Was den früheren Moselarm auf der Ostseite vom Schweicher Morgenstern (Mehringer Berg) anlangt, so will ich noch bemerken, dass bei den Revisionsarbeiten auf Blatt Schweich und Neumagen Wahrnehmungen gemacht wurden, die vermuthen lassen, dass sich der südliche alte Moselarm südöstlich vom genannten Berg mehrmals getheilt hat. Darauf deuten wiederum Gebirgssenken und diluviale Ablagerungen hin. Zwei Arme wandten sich nach dem nördlichen Mosellauf, der über Schweich, Hetzerath und Salmrohr ging. Es befindet sich nämlich auf der südöstlichen Seite des Mehringer Bergs eine fast 200 Meter über der Mosel gelegene 1 Kilometer breite mit einzelnen Geschieben und Lehm bedeckte Fläche, die eine Gebirgssenke darstellt zwischen diesem Berge und der Kuppe nordwestlich von Mehring. Diese Fläche setzt auf der östlichen Seite des Mehringer Bergs nach Becond fort und ist hier mit vielen Flussgeschieben bedeckt, welche auf einen früheren Mosellauf hinweisen. Dicht bei Becond macht sich besonders an der Terrainbildung derselbe kenntlich. Ein zweiter Moselarm in der Richtung von S. nach N. dürfte vom heutigen Mehring aus über die breite hohe Terrasse zwischen diesem Dorfe und Ensch verlaufen sein und dann weiter in der Richtung des unteren Salmbachs, worauf die gleich hohen Diluvialterrassen zu beiden Seiten der Salm deuten.

Der weitere Verlauf der beiden Hauptarme der Mosel ist früher näher erörtert worden.

Penck[1]) hat eine Uebersichtskarte in vergrössertem Maassstabe von diesen beiden Moselarmen gezeichnet. Nach seiner Angabe verliefe der nördliche Arm über Clausen nach Osann; dies

[1]) Länderkunde Europas von Kirchhoff, I. Abtheilung, S. 319.

ist falsch aufgefasst, er geht über Schweich, Hetzerath, Salmrohr in's Wittlicher Thal. Auch der Verlauf des zweiten Moselarmes bei Dusemond—Burgen—Mülheim ist nicht richtig angegeben, von diesem hat LEPSIUS[1]) eine bessere Zeichnung entworfen.

In dem Aufsatze des Jahrbuches für 1885 erwähnte ich (S. 138), dass zur Zeit, als die Bifurcation der Mosel bei Schweich bestand, die hohe Kuppe des Schweicher Morgenstern (Mehringer Berg) als Insel zwischen beiden Moselarmen hervortrat. Dazu bemerkt LEPSIUS[2]): »Jedoch kann diese Kuppe nicht als Insel zwischen zwei gleichzeitig vorhandenen Moselarmen hervorgetreten sein, denn ein Fluss kann zur selben Zeit wohl flache Inseln und Felsen, aber niemals ganze Berge mit seinen Armen umfassen.« Wenn er aber langjährige Studien über Thalbildungsverhältnisse an der Saar und Mosel gemacht, würde er Beispiele gefunden haben, dass ein Fluss nicht nur ganze Berge, sondern auch ganze Gebirgsstrecken mit seinen Armen einschliessen kann; ich weise nur auf die oben näher beschriebene ehemalige Theilung der Saar oberhalb Saarbrücken hin, und auf die Mittheilung, wie beide Arme den ganzen circa 40 Kilometer langen Gebirgstheil zwischen St. Arnual und Wadgassen umgaben. — ULE führt in seinem Werke[3]) (im 3. Kapitel »die Flüsse«) ein Beispiel vom Rhein an, der sich ehemals bei Sargans gegabelt hat, um in seinem Laufe eine grosse Berg- und Felseninsel zu umfassen, die vom Wallensee, dem Züricher- und Bodensee und dem heutigen Zusammenfluss von Aar und Rhein umgrenzt wird.

---

[1]) Geologie von Deutschland, I. Band (S. 233, Plan 61).

[2]) l. c. S. 218, Anmerkung 2.

[3]) ULE, Die Erde und die Erscheinungen ihrer Oberfläche. I. Theil.

Beiträge zur Beurtheilung der Frage nach einer einstigen Vergletscherung des Brocken-Gebietes.

Von den Herren **K. A. Lossen** und **F. Wahnschaffe** in Berlin.

Die bereits mehrfach erörterte Frage, ob der Harz während der Eiszeit Gletscher besessen habe, namentlich aber der Umstand, dass gewisse Ablagerungen im Oderthal von E. KAYSER seiner Zeit mit grosser Bestimmtheit als diluviale Moränen angesprochen, gleichwohl nicht von dem sonstigen Thalschutt kartographisch abgegrenzt worden sind, veranlasste die Obengenannten zu mehreren gemeinsamen Ausflügen in der weiteren Umgebung des Brockens. Durch diese sollte ein Urtheil gewonnen werden, ob in der That jene im Oderthale als Moränen gedeuteten oder ähnliche in anderen Harzthälern vorkommende Ablagerungen eine derartige Ausbildung zeigen, dass daraus mit Nothwendigkeit eine ehemalige Vergletscherung des Harzes abgeleitet werden müsse. Die Verfasser haben sich in den Bericht über die Ergebnisse dieser Untersuchungen derart getheilt, dass der erste von WAHNSCHAFFE verfasste Abschnitt die gemeinsamen Beobachtungen im Brockengebiete enthalten soll, während LOSSEN im zweiten Abschnitt über einige von ihm allein im Bodethal und anderen Thälern des Harzes angestellte Forschungen berichten wird.

---

1. Beobachtungen im Brockengebiete.

(F. Wahnschaffe.)

Die Frage nach der ehemaligen Vergletscherung des Harzes wurde zuerst von Zimmermann[1]) aufgeworfen, welcher Spuren derselben in der Umgebung des Brockens nachweisen zu können glaubte. Von ihm ist bereits die Ansicht ausgesprochen, dass in der Diluvialzeit ein Gletscher westwärts über das Brockenfeld bis weit hinter Oderbrück sich verbreitet habe. Die Moränen desselben glaubte er in der Anhäufung gewaltiger Granitblöcke zu erkennen, welche auf dem Brockenfelde und am Wege vom Oderteich nach dem Rehberger Graben zu im Walde übereinander aufgethürmt sind. Ebenso wurde von ihm bereits darauf hingewiesen, dass wahrscheinlich ein Gletscher von der im Westen durch den Steilabsturz des Renneckenberges begrenzten Hölle durch das Thal der Steinernen Renne hinabgestiegen sei, sodass die weiter unterhalb im wenig geneigten Thale auftretenden Blockwälle als Moränen zu deuten seien.

Nachdem Schreiber[2]) über das Vorkommen alter Harzgeschiebe bei Wernigerode, in'sbesondere im Flussbette der Holtemme und Steinernen Renne eine Mittheilung gegeben hatte, worin er hervorhob, dass die bis zu 5 Meter Höhe über dem heutigen Flussbette sich erhebenden Blockanhäufungen, sowie namentlich die gewaltigen Dimensionen einzelner Blöcke auf sehr bedeutende Wassermassen schliessen liessen, fühlte sich Zimmermann[3]) nochmals veranlasst, die Moränennatur dieser Blockanhäufungen wahrscheinlich zu machen.

Ein erneutes Interesse gewann diese Angelegenheit, als man ausgehend von Torell's Inlandeistheorie, die Frage aufwarf, ob nicht der Harz, abgesehen von der nachweislichen Wanderung nordischer Blöcke über seine Südostecke, Spuren einer selbst-

---

[1]) K. H. Zimmermann, Ueber Gletscherspuren im Harze. (Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. 1868, S. 155—159.)

[2]) Schreiber, Giebel's Zeitschr. f. d. ges. Naturwissenschaft 1872.

[3]) Neues Jahrbuch für Min. u. s. w. 1873, S. 297—299.

ständigen Vergletscherung in seinem höchsten Erhebungsgebiete erkennen lasse.

Auf einer in Folge dessen von ihm und Lossen [1]) verabredeten Brockenbegehung, an der sich auf Einladung auch die Herren W. Dames und F. Noetling betheiligten, glaubte Torell im Holtemmethal zwei mit Granitblockwerk bedeckte Gletscherböden oberhalb und unterhalb des Wasserfalls der Steinernen Renne, sowie im Ilsethal oberhalb und unterhalb der Ilsefälle als Moränenschutt zu erkennen, während ihm die amphitheatralischen Reliefformen am Renneckenberge, sowie im Schneeloche hoch oben am Ilsenburger Brockenstieg als die Firnmulden des Holtemme- und Ilsegletschers erschienen.

Für Lossen und für die grosse Mehrzahl der deutschen Geologen waren jedoch diese Beobachtungen noch keineswegs ausreichend, um daraus mit völliger Sicherheit auf das ehemalige Vorhandensein von Harzgletschern zur Diluvialzeit schliessen zu können. Die Frage erhielt erst eine andere Bedeutung, als E. Kayser [2]) gewichtigere Beweise für die Vergletscherung des Harzes beibringen zu können glaubte und seine Ansichten mit grosser Ueberzeugung vortrug. Es handelte sich dabei um Blockanhäufungen im Oderthal zwischen dem Andreasberger Rinderstalle und dem Oderteich, die von Zimmermann in diesem Gebiete seiner Zeit noch nicht beobachtet worden waren.

Als beweisend für die Moränennatur dieser Ablagerungen werden von Kayser hauptsächlich folgende Beobachtungen hervorgehoben.

Während die Oder zwischen der Forstcolonie Oderhaus und der Stadt Lauterberg einen vollkommen ebenen Thalboden besitzt und weiter thalaufwärts unterhalb des Andreasberger Rinderstalles nur hier und da kleinere Blockanhäufungen über dem Thalboden hervortreten, so beginnen weiter oberhalb des Andreasberger Rinderstalles zahlreiche Steinwälle, die dem Thal parallel verlaufen

[1]) Vergl. den Bericht Lossen's in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 708 und 709.

[2]) E. Kayser, Ueber Gletschererscheinungen im Harz. Verh. d. Ges. für Erdkunde zu Berlin 1881.

und fast die ganze Breite desselben einnehmen. Diese zuerst vielfach unterbrochenen, später mehr zusammenhängend und höher auftretenden Wälle erreichen oberhalb der Einmündung des Dietrichsthales die grösste Erhebung von 15—20 Meter über dem Oderspiegel. Die Wälle bilden hier 10—40 Meter breite Rücken, die hier und da zusammenlaufen oder sich theilen und die, obwohl sie im Einzelnen mancherlei Unregelmässigkeiten zeigen, dennoch im Grossen und Ganzen einen gewissen Parallelismus erkennen lassen. Zwischen den Wällen liegen flache rinnen- oder muldenförmige abflusslose Einsenkungen von 10 oder mehr Meter Tiefe.

Die künstlichen Entblössungen an der Chaussee zeigen, dass diese Wälle aus einem Haufwerk von Gesteinstrümmern bestehen, welche in einem lehmigen, feldspathreichen, hauptsächlich aus zerriebenem Granit bestehenden Sande regellos eingebettet sind. Die Grösse der kleineren Gesteinstrümmer schwankt zwischen Nuss- und Kopfgrösse und viele der wild übereinander gethürmten grossen Blöcke besitzen sogar 2—5 Meter im Durchmesser.

Das Material der Gesteinstrümmer besteht aus sämmtlichen Granit- und Hornfelsabänderungen, die im oberen Thale vorkommen. Dabei zeigt sich eine Unabhängigkeit des Materials von der Beschaffenheit der Nachbargehänge, wie sich dies am südlichen Theil der Hahnenklee-Steilwand beobachten lässt, die ausschliesslich aus Hornfels besteht, während die Blockwälle zum grössten Theile Granit enthalten. Die Form der Blöcke ist ganz unregelmässig, die Hornfelstrümmer sind meist eckig und kantengerundet und dabei finden sich, wie Kayser hervorhebt, nicht selten sehr charakteristische geglättete und gekritzte Geschiebe, von denen die Sammlung der geologischen Landesanstalt einige schöne Stücke enthält.

Wenn man an eine Beurtheilung der von Kayser beschriebenen Ablagerungen des Oderthales, sowie der ganz analogen, doch nicht ganz so mächtigen und nicht so gut ihrer inneren Zusammensetzung nach aufgeschlossenen Bildungen des Holtemme- und Ilsethales herantritt, so muss man sich von vornherein sagen, dass unter der Annahme einer allgemeinen Inlandeisbedeckung des

norddeutschen Flachlandes zur Diluvialzeit eine gleichzeitige mehr oder weniger ausgedehnte Vergletscherung der höchsten Theile des Harzes als eine fast natürliche Folge erscheint. Es fragt sich nur, ob Spuren davon im Harz gegenwärtig noch zuverlässig nachweisbar sind und ob das, was man dafür gehalten, ausreicht, um daraus unabhängig von anderen Erwägungen die Gletscherbedeckung gewisser Theile des Harzes ableiten zu können.

Bei Begehung des Oderthales beobachtete die Reisegesellschaft, der sich für einen Tag die Herren Dr. Schröder und Dr. Rauf angeschlossen hatten, dass die auf der Thalsohle liegenden Blöcke thalabwärts stetig an Grösse abnehmen. Besonders deutlich zeigt sich dies wenn man die Blockanhäufungen nördlich von der Einmündung des Dietrichsthales mit denjenigen unterhalb des Andreasberger Rinderstalles vergleicht. Während in dem erstgenannten Theile des Thales Blöcke von 2—5 Meter Durchmesser sehr häufig vorkommen, gehören solche von 1 Meter Durchmesser in dem anderen Theile des Thales bereits zu den grössten Seltenheiten und sie nehmen hier mehr und mehr in ihrer Grösse ab, je weiter man in südlicher Richtung bis zu dem fast ebenen Thalboden fortschreitet, welcher etwa 1,5 Kilometer unterhalb des Andreasberger Rinderstalles beginnt. Da es sich in betreff des fraglichen Moränenschuttes bei der Enge des Thales wohl zum grössten Theile um Obermoränen handeln dürfte, so wäre unter der Annahme, dass der Gletscher etwa bis 1,5 Kilometer unterhalb des Andreasberger Rinderstalles gereicht hätte, die Grössenabnahme der Blöcke mit dem Transport durch Gletschereis nicht gut vereinbar. Dieser Einwand gegen die Moränennatur der Ablagerungen wird jedoch sofort entkräftigt, wenn man den ehemaligen Odergletscher etwas oberhalb des Andreasberger Rinderstalles endigen lässt und annimmt, dass die Gletscherschmelzwasser, sowie die Wasser der Postglacialzeit den Moränenschutt von hier ab thalabwärts transportirt und nach der Grösse sortirt haben.

Auffallend ist es immerhin, dass nirgends das Thal quer durchschneidende, halbkreisförmige Endmoränenwälle die ehemalige Endigung des Gletschers bezeichnen, jedoch könnten auch diese der späteren Erosion des strömenden Wassers völlig zum Opfer gefallen sein.

Ein zweiter Punkt, der gegen die ehemalige theilweise Ausfüllung des Oderthales mit einem Gletscher zu sprechen scheint, wird durch die Beschaffenheit der Thalgehänge geliefert. Nirgends beobachtet man an den zum Theil sehr steil abgeböschten Thalrändern irgend welche, den ehemaligen Weg des Gletschers bezeichnende Abschleifungsflächen oder Abschleifungsformen des Gesteins; nirgends sind in bestimmter Höhe über dem Thalboden an den Gehängen erratische Blöcke oder Schuttanhäufungen zu entdecken, welche die obere Grenze des Eises angeben würden. Allerdings kann man auch hiergegen die starke Verwitterung der Gesteine im Harze anführen, welche in diesem Falle so schnell fortgeschritten sein müsste, dass die Gehänge in postglacialer Zeit vollständig umgestaltet und alle Spuren der einstigen Vergletscherung ganz und gar verwischt worden wären.

Auf grössere Veränderungen der Thalgehänge deuten allerdings die zahlreichen Sturzblöcke hin, welche man unterhalb der Steilwand des Hahnenklees vielfach über den fraglichen Moränen findet.

Was die Blockwälle selbst betrifft, so kann allerdings ihre grosse Aehnlichkeit mit Gletschermoränen nicht in Abrede gestellt werden und es scheinen hierfür auch die geschrammten Blöcke zu sprechen, welche von Kayser seiner Zeit gesammelt worden sind und welche aus der Grundmoräne stammen müssten. Wenn von dem Verfasser und Herrn Prof. Lossen, sowie von den Herren Dr. Schröder und Dr. Rauf keine derartigen geschrammten Blöcke gefunden worden sind, so lässt sich dieser Umstand vom Standpunkte der Vergletscherung des Oderthales aus dadurch erklären, dass, wie gesagt, die Blockanhäufungen der Hauptsache nach aus Obermoränen bestehen, und dass das Grundmoränenmaterial, in welchem sich nur geschrammte Geschiebe finden können, zum grössten Theile bedeckt sein dürfte.

Die von Kayser hervorgehobene Unregelmässigkeit der Oberfläche dieser Blockanhäufungen, vor allem das Vorkommen von wannenartigen Vertiefungen und rinnenartigen Einsenkungen scheint der Reisegesellschaft nicht als Beweis für den glacialen Ursprung angeführt werden zu dürfen. In einem besonders aus-

geprägten Falle liess sich eine derartige Rinne aus einer auch von E. Kayser erwähnten see- oder kesselartigen Vertiefung rückwärts sehr deutlich bis an das Steilgehänge des Hahnenklees verfolgen, sodass ihre Bildung durch herabstürzendes, durch Regengüsse und Schneeschmelzen geliefertes Wasser eine ausreichende Erklärung findet. Die durch stark strömendes Wasser in dem Oberlaufe eines engen Thales zusammengehäuften Schuttmassen werden stets unregelmässige Oberflächenformen zeigen und ebenso auch der Schichtung entbehren, die immer erst dann eintritt, wenn das Material bedeutend an Grösse abgenommen hat und der Fluss dasselbe in den weiteren Thalflächen seines Unterlaufes ausbreiten kann.

Die Grösse der Blöcke bietet ebenfalls kein Hinderniss, um ihren Transport durch die Stosskraft des Wassers zu erklären. Allerdings reichen die gegenwärtigen, durchschnittlichen Wassermengen der Oder, Ilse und Holtemme nicht aus, um die grossen Blöcke fortzuschaffen. Nimmt man aber an, dass zur Diluvialzeit die Menge der Niederschläge auf dem Harz bedeutender war, so wurden dadurch die Wassermassen geliefert, welche in Thälern mit stark geneigter Sohle eine ebenso grosse Stosskraft besassen, wie sie die heutigen Wildbäche der Alpen zeigen.

Das Vorkommen der gekritzten Geschiebe allein kann nicht die Moränennatur der Blockwälle beweisen, da pseudoglaciale geschrammte Steine, wie erst Penck[1]) vor einiger Zeit wieder hervorgehoben hat, auch in nichtglacialen Ablagerungen vorkommen und demnach eine andere Entstehungsursache haben müssen. Solange nicht geschrammte und geglättete Felsoberflächen im Untergrunde der Schuttmassen des Oderthales nachgewiesen sind, kann die Entstehung derselben ebenso gut durch stark strömende Wasser erklärt werden. Ganz dasselbe lässt sich aber auch von den Blockanhäufungen der anderen Harzthäler, namentlich des Holtemme- und Ilsethales sagen. Die Möglichkeit, dass dieselben alte Moränen der Eiszeit darstellen, muss zugegeben werden, aber ein Beweis dafür ist solange nicht geführt, als derartige Ablagerungen

[1]) A. Penck, Pseudoglaciale Erscheinungen. (Das Ausland 1884, No. 33.)

sich ebenso ungezwungen als Aufschüttungen der Flüsse im stark-geneigten Oberlaufe ihrer Thäler auffassen lassen.

---

2. Beobachtungen im Bodethal vom Dorfe Thale bis zum Waldkater nebst einschlägigen Bemerkungen aus dem weiter aufwärts gelegenen Thalgebiete der Bode oder anderen Harzthälern.

(K. A. Lossen.)

Die von E. Kayser seiner Zeit vertretene Auffassung der mächtigen Schuttanhäufungen im Oderthale oberhalb des Andreasberger Rinderstalles und in dem Oberlauf anderer Thäler des Brockengebietes innerhalb und wenig unterhalb des anstehenden Granits als diluvialer Moränenwälle eines Brockengletschers gewinnt nicht an Wahrscheinlichkeit, wenn man die jetzigen und früheren Thalschuttbildungen des Bodethales vom Dorf Thale aufwärts bis zum Waldkater zum Vergleich heranzieht, wie ich dies Herbst 1888 gethan habe.

Hier fehlt der Zusammenhang mit dem Brockengebiete gänzlich, denn das, was man in den Thälern der Warmen Bode bei Braunlage und der Kalten Bode bei Schierke und Elend als Brockengletscherschutt im Sinne der von E. Kayser adoptirten Torell'schen Deutung aufzufassen haben würde, hört ja in der allernächsten Umgebung der genannten Orte bereits auf; dann folgt gewöhnlicher Thalschotter, sowohl im heutigen Niveau des Thalbodens, als auch in einzelnen erhalten gebliebenen Terrassen-Resten eines früheren höheren Wasserstandes wie bei Rübeland und Treseburg; erst mit dem Eintritt der Bode in die Rammberg-Granit-Masse oberhalb der Rosstrappe beginnt auf's Neue Blockschutt von auffallend grossen Maassverhältnissen vorzuherrschen in der Thalrinne.

Es ist nach dieser mehrere Wegestunden langen Unterbrechung zwischen den Blockanhäufungen bei Elend und Braunlage und denen bei Thale, gleichwie nach der Uebereinstimmung der Granit-

blöcke im Bodebette bei Thale mit dem Rosstrappe-Granit, nicht aber mit dem Brocken-Granit, ausser Frage, dass man es bei Thale nicht mit Brockenmoränen zu thun hat. Die Annahme von Rammbergmoränen liegt, in Anbetracht der geringen Höhe des Rammbergs, ganz fern; der ganze Oberharz und ein grosser Theil des Mittelharzes müssten ja unter dieser Annahme vergletschert gewesen sein, wofür Beweise nicht vorliegen. Es bleibt also hier die Auffassung allein übrig, dass die Grösse der Blockanhäufungen und der einzelnen Blöcke einmal durch die Natur des in den Thalwänden anstehenden Granits, das andere Mal durch die steilen Wände der Thalrinne bedingt sind.

Der letztere Umstand giebt noch jetzt Veranlassung zu Sturzblöcken von der Höhe in die Tiefe des Thales, welche ja ausserordentlich grosse Maassverhältnisse besitzen können. Dass aber diese Erscheinung allein nicht die grossen Blöcke in der Thalrinne erklärt, dass überdies vielmehr zunächst die dem Granit aus seiner ursprünglichen Erstarrungsstructur her eigene Neigung zur Verwitterung in abgerundet grosswürfelige Theilkörper dabei in Betracht kommt, leuchtet ein. Kleinstückige, zerklüftete Massen würden nicht oder doch nur vereinzelt derartig grosse Sturzblöcke liefern. Alsdann aber bleibt zu bemerken, dass Blöcke von sehr namhaftem Kubikinhalte im heutigen Bodebett auch da noch angetroffen werden, wohin sie durch Absturz garnicht gelangen konnten, d. h. fünf oder zehn Minuten unterhalb der Aussengrenze des anstehenden Granits. Sie müssen also thalabwärts fortbewegt worden sein und da hier nicht an Gletscher gedacht werden kann, durch das Bode-Wasser oder die Eisschollen, welche beim Eisgang thalabwärts treiben.

Einige Maasszahlen sollen das erläutern: Oberhalb des Stauwehrs im oberen Theile des Dorfes Thale, etwa da, wo der Rogensteinlager-Zug zunächst unter dem Mittleren Buntsandstein die Bode in der festen Thalsohle schneidet, liegt ein Granit-Block von 1,625 Kubikmeter Inhalt im Fluss. Granit-Blöcke von 1 Meter Längsdurchmesser sind in diesem Abschnitt des Flussbettes überhaupt nicht selten, erreichen dabei mehrfach auch 1 Meter Breite und 0,7 Meter Dicke. Etwas weiter aufwärts wurde ein Granit-

Block von 2,1 Kubikmeter Inhalt gemessen; in seiner Nähe liegt ein Quarzit-Block von 2,56 auf 1,08 Meter Durchmesser, also 2,76 Quadratmeter Oberfläche, während die Höhe sich nicht ermitteln liess. Weiter aufwärts, oberhalb des zweiten Stauwehrs, etwa in der Grenzregion zwischen dem Flötzgebirge und den am Aussenrande des alten Gebirgskernes anstehenden Unterdevon-Schichten, folgen Granitblöcke im Bodebette von 2,657, 3,692, 3,864 und 3,92, ja 4,96 Kubikmeter Inhalt. Selbstverständlich fehlen dazwischen auch nicht kleinere Blöcke, so z. B. ein Granitblock von 2,929 Kubikmeter und daneben ein Gangquarzblock von 1,85 Kubikmeter. Im Grossen und Ganzen aber ist die Zunahme der Grösse flussaufwärts ganz unverkennbar, ganz so wie dies im Oderthal oder Holtemmethal der Fall ist, wenn man die als Moränenschutt angesprochenen Blockhaufwerke thaleinwärts verfolgt [1]). Alle diese aufgezählten Maasszahlen rühren aber von Blöcken her, die bei günstigem niedrigen Wasserstand im Bodebett selbst gemessen wurden und noch ausserhalb des Gebirges liegen.

Innerhalb des Gebirgs liegt vom Felsen, der den Bülows-Altan beim Rosstrappe-Wirthshaus trägt, abwärts bis unter der Wolfsburg auf der linken Thalseite zwischen Fluss und Thalhang, dem Hubertusbade und der Blechhütte gegenüber, ein hügeligebener, grösstentheils mit Wald bedeckter Thalboden, der mit Spazierwegen versehen ist und daher schwerlich mehr sein ursprüngliches Relief zeigt. Was man aber von Unebenheiten erkennt, erinnert an die Blockanhäufungen im Holtemmethale, die ja auch ihren besonderen Thalbodenwald tragen, ebenso wie die anderen dem Brockengebiete angehörigen Thäler; die Umgebung der Harzburger

[1]) So wurden, um einige Zahlen zum Vergleich anzuführen, im Holtemmethal gemessen: oberhalb der Abzweigung der Plessburg-Chaussee aus der Holtemmethal-Chaussee ein Granitblock von 3,53 Kubikmeter (circa 1300 Meter unterhalb der Grenze des anstehenden Granits); ferner ein Granitblock von 5,46 Kubikmeter einige Schritte oberhalb des Silbernen Mann's, circa 450 Meter unterhalb der Granit-Grenze; endlich Granitblöcke weniger als 250 Meter unterhalb der Granit-Grenze im Betrag von 8,76, 8,8 und 10,5 Kubikmeter Inhalt. Für diese letzten Maasszahlen sind die weiter unten auf S. 134 angegebenen entsprechenden aus dem Bodethale zu vergleichen.

Eichen dient vielleicht am besten zum Vergleich für diesen waldbestandenen Thalschutt bei Thale, zumal dort auch die Anlagen das ursprüngliche Oberflächenbild vielfach verwischt haben: dass das Blockicht in dem einen Falle aus Gabbro, im anderen aus Granit besteht, hindert den Vergleich nicht. Trotzdem dass gewiss schon viele grosse Blöcke fortgeschafft, als Wege- oder Baumaterial vernutzt sein mögen (ein 7,44 Kubikmeter grosser Block wurde gerade, da ich beobachtete, zum Brückenbau gesprengt), lassen sich doch noch zahlreiche wahrnehmen, darunter solche, welche, wie bei dem die Blechhütte mit dem linken Ufer verbindenden Steeg [1]), eine Quadratoberfläche von 9,58 Quadratmeter, oder einen Kubik-Inhalt von 6,33 und 7,44 Kubikmeter aufweisen und noch unterhalb der Grenze des anstehenden Granites liegen. Innerhalb dieser Grenze, d. h. flussaufwärts, also im Bereich der Sturzblöcke, trifft man noch grössere Maassverhältnisse, so z. B. wurde unterhalb der oberen, vom rechten Thalufer auf die Insel des Hubertusbades führenden Brücke ein Block von 12,83 Quadratmeter Oberfläche gemessen.

Während der Thalboden zwischen der Blechhütte und der zum Rosstrappe-Wirthshaus aufsteigenden Thalwand höchstens ca. 6 Meter über dem Wasserspiegel des Flusses (bei anhaltend trockenem Wetter) erreicht, steht auf der rechten Thalseite zwischen der Actienbrauerei und dem Waldkater Thalschutt in namhafterer Höhe über dem Fahrwege an, der sich wohl bis 15,5 Meter über dem durchschnittlichen Wasserspiegel (bei niedrigem Wasserstand) erhebt, also bis zu einer Höhe, die an die höchsten Blockanhäufungen der »Moränenwälle« E. Kayser's im Oderthale erinnert, ohne dass jedoch von gleich günstiger Beobachtungsgelegenheit, als die im Oderthale ist, hier die Rede sein könnte. Im Gegentheil wird man hier am Fuss der Homburg in der Umgebung der Hexentreppe viel eher Sturzblockhalden erwarten als Flussterrassen, und so sind auch auf der 1885 durch W. Dames und den Berichterstatter bearbeiteten Karte der Umgegend von Thale diese Schuttmassen dem anstehenden Granit zugerechnet worden. Dass gleich-

[1]) Circa 150 Meter unterhalb der Stelle, wo die vom Bülows-Altan niedersetzende Granit-Grenze den Thalboden erreicht.

wohl Thalschutt vorhanden ist, ergiebt ganz unzweideutig der petrographisch gemischte Charakter des Schutts: Es fehlen darin nicht die grossen Granit-Blöcke, die vor Allem auffallen (gemessen z. B. die Hälfte eines Blockes, der ergänzt 4,184 Kubikmeter ergeben würde), daneben aber finden sich Geschiebe kleinen und sehr kleinen Formats zahlreicher anderer Gesteine, welche flussaufwärts oberhalb des Rammberg-Granits anstehen, so z. B. die Gesteine des Bodeganges, ferner Kersantit-Geschiebe aus der Gegend von Treseburg oder Altenbraak, Hornfels- und Schiefergeschiebe, zum Theil nur von der Grösse einer Mandel oder Bohne, grünliche schieferige Eruptivgesteine der Diabas- oder Keratophyr-Familie, die aus der Elbingeroder Mulde stammen mögen, etc. Die Bewaldung des Hanges gestattet keine übersichtlichen zusammenhängenden Beobachtungen, längs des Fahrweges nach dem Waldkater und in den von da aufwärts führenden Promenadewegen kann man jedoch bei einiger Aufmerksamkeit die kleineren, bis zu 1 Decimeter etwa an Maximalgrösse erreichenden Geschiebe, die nicht aus Granit bestehen, zwischen dem Granit-Schutte leicht nachweisen, aber nur unterhalb der angegebenen Höhengrenze; weiter aufwärts im Hang, wie z. B. an dem vom Steinbachthale her direct nach dem Waldkater oder dem Bodethale oberhalb desselben führenden Wege, findet man nur Granit oder Gangquarz, der den im Granit aufsetzenden Gängen entstammt. — Dass die kleineren, nicht granitischen Geschiebe, welche zwischen den grossen Granit-Blöcken liegen, wohlabgerundet, platt und oval, also durchweg ohne schärfere Kanten gefunden werden, im Gegensatze zu dem kantigeren Kleinschutt der sogenannten Brockenmoränen im Oderthal, Holtemmethal etc., rührt daher, dass diese Geschiebe hier bei Thale von Heimstätten weit oberhalb des Granits der Rosstrappe-Schlucht stammen, während der Kleinschutt jener Thäler des Brockengebietes von einem Muttergestein herrührt, das theils unterhalb des Granits ansteht, theils damit zusammen vorkommt, stets also ganz benachbarten Thalwänden angehört.

Die Zeit, um nach Schrammen auf den Geschieben zu suchen, mangelte; es wären solche, in Anbetracht der stark abgerollten Geschiebeform, hier auch kaum zu erwarten; im Klein-

schutt der Holtemme-Blockanhäufungen fehlen dagegen nach eigenen Untersuchungen kantige, geglättete und geschrammte Geschiebe nicht ganz, ohne dass mir daraus allein die Moränennatur dieser Anhäufungen zuverlässig nachgewiesen scheint, da sich Harnischflächen mit Kritzung in den dortigen Thalwänden, so z. B. ausgezeichnet an der im Gehänge des Bielstein aufsteigenden Fahrstrasse, sicher als Resultate von Verschiebungen längs Gangklüften erkennen lassen. Dass das untere Bode-Thal aber trotz seiner Blockanhäufungen und trotz der durch kleine Wasserfälle im Granit bewirkten Strudellöcher kein Gletscherthal sei, hat mir Herr Hans H. Reusch aus Christiania bestätigt. Damit scheint mir ein Hauptgrund, den O. Torell 1880 für die Moränennatur der Blockanhäufungen im Holtemme- und Ilse-Thal geltend gemacht hat, der nämlich, dass Blöcke von solchen Dimensionen auf einer Thalsohle von so geringer Neigung durch fliessendes Wasser oder den Eisgang nicht fortbewegt werden können, entkräftet, insofern eben die grossen Blöcke im Thalschutte und im Bode-Bett unterhalb der Granit-Grenze bei Thale das directe Gegentheil beweisen [1]).

Es sind in den vorstehenden Mittheilungen deutlich zwei gesonderte Höhenstufen in den Blockanhäufungen des Bodethals bei Thale zu erkennen, jene auf dem linken Ufer bis zu 6 Meter über dem Wasserspiegel bei trockenem Wetter höchstens ansteigende, und jene andere weiter aufwärts auf dem rechten Ufer, die 15,5 Meter Höhe über dem niedrigen Wasserstand erreicht. Erstere ist auf der Dames-Lossen'schen Karte als Alluvium, letztere, wie schon bemerkt, irrthümlich als anstehender Granit eingetragen. Ich würde die untere Blockanhäufung am liebsten zum Alluvium, die obere zum Jungdiluvium ziehen, indem ich der Höhenstufe folge.

---

[1]) Ganz ähnliche Beobachtungen kann man im Ockerthal unterhalb der Granitgrenze bis in's Dorf Ocker hinein anstellen.

Die Rudisten der Oberen Kreide am nördlichen Harzrande.

Von Herrn **G. Müller** in Berlin.

(Hierzu Tafel XVIII.)

EWALD[1]) verdanken wir die erste Kunde über das Vorkommen von Rudisten am nördlichen Harzrande. Derselbe fand diese Zweischaler am Sudmerberg, am Fuss der Teufelsmauer zwischen Weddersleben und Thale und am südlichen Fuss der Teufelsmauer zwischen Timmenrode und Cattenstedt. EWALD beschrieb die von ihm untersuchten Stücke als *Biradiolites hercynius.*

Vom Sudmerberg beschrieb 10 Jahre später A. ROEMER[2]) einen *Radiolites Gosae*, ohne jedoch weiter auf EWALD's *Biradiolites hercynius* Bezug zu nehmen. In meiner Abhandlung[3]) über die Obere Kreide am nördlichen Harzrande bezeichnete ich die im Göttinger geologischen Museum vorhandenen Stücke als *Radiolites hercynius* (nicht *subhercynicus*, wie es dort in Folge eines Druckfehlers irrthümlich steht), da ich damals auf Grund dieses Materials *Radiolites hercynius* EWALD und *Radiolites Gosae* ROEM. für verschiedene Namen einer und derselben Art hielt.

Bei meinen Ausflügen, welche ich zur Untersuchung des subhercynischen Senons im Sommer 1887 unternahm, entdeckte ich

---

[1]) Monatsberichte der Kgl. Akad. der Wissenschaften zu Berlin 1856, S. 596.

[2]) Palaeontographica Bd. XIII, S. 196, Tafel 32, Fig. 5.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1887, S. 425.

noch einen neuen, äusserst reichen Fundort für Rudisten in der Nähe des Dorfes Stapelburg bei Ilsenburg a. H. Ungefähr 700 Exemplare habe ich daselbst bei einem zweimaligen Besuch der Fundstelle gesammelt. Wie ich schon früher[1]) mitgetheilt habe, liegt die Localität nördlich von Stapelburg am rechten Ufer der »Stimmecke« zwischen dem Dorf und der Amtsmühle. Die Versteinerungen sind eingebettet in einen »Trümmerkalk«, wie ihn Jasche[2]) treffend bezeichnet hat, der ausser zahllosen Fossilien aller Art aus Kalkstückchen und kleinen schwarzen abgerollten Kieselschieferstücken zusammengesetzt ist. Der das Hangende der Coeloptychienkreide bildende Trümmerkalk zerfällt leicht und man kann dann die zerstreut umher liegenden Versteinerungen auflesen bezw. durch Waschen des Detritus in einer nicht zu weitmaschigen Siebvorrichtung in dem nahen Bache bequem gewinnen.

Durch das reichlich zusammengebrachte Material wurde ich angeregt, die am nördlichen Harzrande in der Oberen Kreide auftretenden Rudisten zu beschreiben. Herr Professor B. Lundgren war so gütig, mir Exemplare der von ihm beschriebenen schwedischen Rudisten zu überlassen. Durch die grosse Liebenswürdigkeit der Herren Geheimrath Prof. Dr. Beyrich und Geheimrath Dr. Hauchecorne sind mir die Sammlungen des naturhistorischen Museums und der geologischen Landesanstalt zugänglich gewesen. Herr Prof. von Koenen stellte mir gütigst die im Göttinger geologischen Museum vorhandenen Stücke zur Verfügung. Die Herren Schucht in Oker und Reitemeyer in Goslar übersandten mir freundlichst ihre am Sudmerberg gesammelten Rudisten. Die Ewald'schen und Roemer'schen Originale habe ich leider nicht ansehen können.

Die innere Schalschicht der untersuchten Arten ist zerstört, und konnte in Folge dessen der Schlossapparat nicht zur Bestimmung des Genus verwandt werden. Ausserdem habe ich

[1]) Dieses Jahrbuch für 1887, S. 396.

[2]) Gebirgsformationen in der Grafschaft Wernigerode a. H., 1858, S. 88.

Deckelschalen trotz eifrigen Suchens nicht gefunden. Der Gattung *Hippurites* können jedoch die Rudisten vom Harzrande nicht angehören, weil die durch Einschnürung der äusseren Schalschicht gebildeten Kämme, Pfeiler oder Säulchen fehlen. EWALD [1]) wies die von ihm bestimmten Formen der Gattung *Biradiolites* D'ORB. zu. Diese Gattung war von D'ORBIGNY [2]) für diejenigen Radioliten-Arten aufgestellt, die auf der Aussenseite der Unterschale mit zwei durch die Sculptur von der übrigen Schalenoberfläche sich abhebenden Längsbändern versehen sind. Dieses Merkmal ist jedoch von EWALD [3]) und späteren Autoren als ungenügendes Gattungsmerkmal erkannt worden, da die Bänder auch bei typischen Radioliten auftreten. Vielmehr sind nach EWALD von den echten Radioliten jene Formen abzutrennen, bei denen 1. die Längsleiste in der kleineren Abtheilung der inneren Höhlung fehlt und 2. diese kleinere Abtheilung von der grösseren nicht vollständig gesondert ist, vielmehr nach unten mit derselben communicirt. Den Gattungsnamen *Biradiolites* trotz der Aenderung seiner Bedeutung beizubehalten, bewog EWALD [4]) der Umstand, dass auf mehrere der von D'ORBIGNY unter *Biradiolites* aufgeführten Arten, so namentlich auf *Biradiolites cornu-pastoris*, diese umgeänderte Gattungscharakteristik passt.

ROEMER stellt (a. a. O.) die von ihm untersuchten Stücke vom Sudmerberg zur Gattung *Radiolites*, ebenso LUNDGREN [5]) die in den Ignaberga-Schichten vorkommenden Rudistenarten, die z. Th., wie später nachgewiesen werden soll, auch am nördlichen Harzrande vorkommen.

ZITTEL [6]) erklärt mit BAYLE *Biradiolites* D'ORB. für synonym mit *Radiolites* (Radioliten ohne Ligamentfalte = Längsleiste EWALD's) und weist die Mehrzahl der früher unter *Radiolites* beschriebenen Arten zur Gattung *Sphaerulites* DE LA MÉTH. *emend.* BAYLE (Radioliten mit Ligamentfalte).

---

[1]) a. a. O. S. 598.
[2]) Terr. crét. IV, S. 230.
[3]) Zeitschrift d. Deutschen geol. Gesellschaft Bd. IV, S. 503.
[4]) Monatsberichte d. Königl. Akad. d. Wissensch. zu Berlin S. 593.
[5]) Acta Universitatis Lundensis 1869.
[6]) Handbuch der Palaeontologie Bd. I, S. 86 ff.

Fischer[1]) stellt die Radioliten mit Ligamentfalte zur Gattung *Radiolites* (= *Sphaerulites* bei Bayle und Zittel), während er für *Radiolitideae* ohne Ligamentfalte den Gattungsnamen *Biradiolites* d'Orb. (= *Radiolites* bei Bayle und Zittel) wieder einführt.

Neuerdings hat sich Steinmann[2]) ebenfalls für letztere Auffassung entschieden, jedoch *Biradiolites* als Untergattung zu *Radiolites* angenommen.

Ich ziehe die von Bayle, Zittel u. A. angewandten Gattungsnamen vor, da, nachdem durch Ewald und Bayle eine gänzlich von der d'Orbigny'schen verschiedene Gattungsbestimmung festgestellt war, der alte Name *Biradiolites* nur falsche Vorstellungen in Bezug auf die Gattungsabgrenzung hervorzurufen geeignet ist[3]).

Radiolites hercynius Ewald.

Taf. XVIII, Fig. 3 u. 4.

1856. *Biradiolites hercynius* Ewald, Monatsberichte d. Königl. Akad. d. Wissenschaften, S. 596.
1887. *Radiolites suecicus* Lundgr. var. *costatus* de Geer, Geol. Fören. Förhandl., Bd. IX, S. 301.
1888. » *hercynius* Ew., Müller, dieses Jahrbuch für 1887, S. 425.

Ewald's Artbeschreibung lautet: Sie sind von conischer Form, wo diese nicht durch das Ansitzen der Schale an fremden Körpern gestört ist; die Oberfläche ist mit stark hervortretenden Längsrippen besetzt, deren Zahl zwischen 7 und 9 schwankt. Die Grösse, welche diese Species erreicht, übersteigt gewöhnlich nicht einen, selten $1\frac{1}{2}$ Zoll.

Da am Sudmerberg, wie ich jetzt feststellen konnte, zwei Arten auftreten, von denen die eine von Roemer als *Radiolites Gosae*

---

[1]) Manuel de Conchyliologie S. 1065 ff.

[2]) Elemente der Palaeontologie S. 278.

[3]) Ewald (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. IV, S. 504) hielt es zunächst für nothwendig, einen neuen Namen für die *Radiolitideae* ohne Ligamentfalte einzuführen, behielt jedoch später aus dem oben angeführten Grunde die Bezeichnung *Biradiolites* bei.

beschriebene die seltenere Art ist, so glaube ich, dass EWALD ausschliesslich nur Stücke von der andern, am Sudmerberg vorkommenden Art, bei der die Rippen durchweg stärker hervortreten, vorgelegen haben[1]) und bezeichne deshalb dieselbe als *Radiolites hercynius* EWALD.

Zu der EWALD'schen Artbeschreibung wäre dann noch hinzuzufügen, dass die Rillen zwischen den namentlich in der Jugend sehr starken und scharfen Längsrippen glatt oder wenigstens nur mit ganz schwachen, kaum bemerkbaren Anwachsstreifen versehen sind. Die Abstände der einzelnen verschieden stark hervortretenden Rippen sind ungleich gross. Die Zwischenräume sind breiter als die Rippen. An ihrem oberen Ende zeigen die Rippen im angewitterten Zustande sehr häufig den zelligen Bau der äusseren Schalenschicht, wodurch die Zugehörigkeit zu den Radioliten sofort klar wird. Im Alter verlieren die Rippen die Schärfe. Die Mündung ist, wenn nicht verdrückt, kreisförmig, bei jüngeren Exemplaren häufig ausgebogen, und überragt die Mantellinie. Abgebildet konnten leider nur jüngere Exemplare von *R. hercynius* werden, da die Altersformen in Folge der Erhaltung sich hierzu nicht eigneten.

Die von DE GEER von Barnakälla (Schonen) beschriebene Varietät *R. suecicus* LGN. δ. *costatus* DE GEER ist identisch mit *R. hercynius* EW. Die Rippen sind nach einer brieflichen Mittheilung LUNDGREN's mehr oder minder scharf ausgeprägt, ebenso wie an den Stücken vom Harzrande die Schärfe der Rippen innerhalb gewisser Grenzen schwankt, jedoch stets stärker ist, als bei *R. pusillus* LGN.

Die Art findet sich am Sudmerberg und bei Stapelburg, erreicht jedoch an letzterem Fundorte bei weitem nicht die Grösse der Sudmerbergformen (über 40 Millimeter gross), da das grösste Exemplar von Stapelburg nur 18 Millimeter misst.

[1]) Unter dem in der Sammlung der geologischen Landesanstalt liegenden Material war z. B. kein einziger *Radiolites Gosae* ROEM. vorhanden.

Radiolites pusillus LUNDGREN.

Taf. XVIII, Fig. 5—11.

1870. *Radiolites suecicus* var. *pusillus* LGN., Acta Universitatis Lundensis, S. 9, Fig. 8—15.

Nach einer freundlichen brieflichen Mittheilung würde Herr Professor LUNDGREN, da er sich jetzt im Besitz eines grösseren Materials befindet, die früher als Varietäten des *R. suecicus* beschriebenen Formen als besondere Arten von *R. suecicus* abtrennen. Nachdem ich mehrere hundert Stück von *R. pusillus* LGN. von Stapelburg untersucht habe, halte ich die neuere Ansicht LUNDGREN's für die richtige.

Die ausgewachsenen Individuen von *R. pusillus* zeigen nur 6—9, in der Jugend durch gleichmässige Abstände von einander entfernte Längsrippen, während *R. suecicus* im Älter 12—15 Längsrippen besitzt. Die conische Unterschale ist stets mit deutlichen Anwachsstreifen bedeckt, wodurch sich *R. pusillus* leicht von *R. hercynius* trennen lässt. Ausserdem sind die Längsrippen weniger kräftig, als die der letzteren Art. Die Uebereinstimmung mit den schwedischen Exemplaren[1]) dieser Art ist eine gute. Zum Vergleich habe ich einige Formen von Östra Karup (Halland) mit abbilden lassen. (Taf. XVIII, Fig. 5a—5c.)

Als Varietäten kann man zwei Formen ausscheiden, von denen die eine eine kurze kreiselförmige, die andere eine conisch-cylinderförmige Gestalt besitzt. Die erste Varietät benenne ich *R. pusillus* var. *brevis* (Taf. XVIII, Fig. 8a—8d) und die verlängerte *R. pusillus* var. *elongatus* (Taf. XVIII, Fig. 7a—7c). *R. brevis* zeigt starke, stellenweis lamellöse Anwachsstreifen. Beide Abarten sind mit der Hauptform durch zahlreiche Uebergangsformen verbunden. Die Mündung ist bei der Stammform häufig ausgebogen, was bei der schlanken Varietät jedoch nur selten zu beobachten ist.

[1]) LUNDGREN's Beschreibung lautet: R. valva inferiore conica, 7—9 costis longitudinalibus plus minus eminentibus, striis transversalibus tenuibus ornata; intervallis quam costis majoribus. Long. 8—20 Millimeter.

R. pusillus tritt einzeln und in Kolonien auf. Ich fand eine Kolonie von 8 Individuen, welche von dem spitzen Ende der Unterschale an zusammengewachsen waren, ähnlich wie die unter Fig. 11a u. 11b abgebildete Kolonie. Seltener ist der Fall zu beobachten, dass ein jüngeres Exemplar sich an einem älteren Individuum festheftet, äusserlich vergleichbar einer Knospe, welche seitlich aus dem Mutterthier hervorsprosst (Fig. 10).

R. pusillus LGN. ist mir bis jetzt im nördlichen Deutschland nur von Stapelburg bekannt, dort ist er allerdings die häufigste Versteinerung.

Radiolites sublaevigatus LUNDGREN.

Taf. XVIII, Fig. 12a—12c.

1869. *Radiolites suecicus* var. *sublaevigatus* LUNDGREN, Acta Universitatis Lundensis, S. 10, Fig. 16—24.

»Valva inferiore elongato-conica, superne elargita et saepius in alam producta laevis aut costis perpaucis munita. Long. 7 bis 18 Millimeter« lautet die LUNDGREN'sche Beschreibung. Nachdem ich anfänglich geneigt war, diese Art als Varietät der vorigen zu deuten, habe ich herausgefunden, dass sie zur Zeit als selbständig anzusehen ist. Es fehlen die Uebergänge, welche den glatten *R. sublaevigatus* mit dem längsgerippten *R. pusillus* verbinden. Nicht zu verwechseln mit dem echten *R. sublaevigatus* sind angewitterte Exemplare von *R. pusillus*, bei denen dann die Schalstructur erkennbar wird. Selbst ganz jugendliche Individuen von *R. pusillus* sind mit deutlichen Längsrippen versehen. Anwachsstreifen fehlen oder sind nur schwach angedeutet, ähnlich wie bei *R. hercynius* EWALD.

Selten bei Stapelburg.

Radiolites Gosae ROEM.

Taf. XVIII, Fig. 1.

1866. *Radiolites Gosae* ROEMER, Palaeontogr. Bd. XIII, S. 196, Taf. XXII, Fig. 6.

Diese Art ist nahe verwandt mit *Radiolites suecicus* LGN. (Taf. XVIII, Fig. 2). *R. Gosae* hat wie die schwedische Art im

Alter etwa 12 Längsrippen, die durch gleichmässige und ebenso breite Zwischenräume von einander getrennt sind. Ausserdem verlaufen Anwachsstreifen im Zickzack über die Oberfläche der conischen Unterschale. Bei *R. suecicus* stehen die scharf sich abhebenden, parallel der Mündung verlaufenden Streifen gedrängter als bei der subhercynischen Art. Die Rippen sind bei der schwedischen Art durchweg gerundeter als bei *R. Gosae*. Die Mündung des *R. suecicus* ist häufig schwach nach aussen gebogen, was ich bei *R. Gosae* bis jetzt nicht beobachtet habe.

Roemer giebt 6—8 schmale Längsrippen an. Das auf Taf. XVIII, Fig. 1 abgebildete Exemplar ist etwa in ein Drittel der Länge unten abgebrochen. An dem unteren abgebrochenen Ende waren blos 9 Rippen vorhanden, die durch Einschiebung von 3 oben auf 12 angewachsen sind. Ein Jugendexemplar, welches sich im Besitz des Herrn Schucht in Oker befindet, zeigt 9 Längsrippen. Auch bei diesem Stück ragen die Anwachsstreifen in den Zwischenräumen zungenförmig nach oben.

Radiolites Gosae findet sich selten am Sudmerberg.

Die Beziehungen der eben besprochenen Arten lassen sich am besten durch folgendes Schema deutlich machen:

R. hercynius Ewald. — *R. Gosae* Roem.

R. sublaevigatus Lgn. *R. pusillus* Lgn. *R. suecicus* Lgn.

Was nun die zeitliche Verbreitung der eben beschriebenen Arten anbelangt, so treten *Radiolites hercynius* Ew. und *R. Gosae* Roem. im festen Sudmerbergconglomerat auf, welches ich als gleichzeitige Bildung des Quaders bei Blankenburg auffasse. *R. hercynius* findet sich dann noch in dem Trümmerkalk von Stapelburg, wo er jedoch nicht mehr so gross wird. An der letzteren Localität bilden *R. pusillus* Lgn. und *R. sublaevigatus* Lgn. mit *R. hercynius* die gewöhnlichsten Versteinerungen. Da diese Rudisten-Arten nach Angabe von Lundgren[1]) nur in dem Ignaberga-

[1]) Öfversigt af Sveriges Mesozoiska Bildningar. Lund 1888, S. 30.

kalk oder der Zone mit *Actinocamax mammillatus* Nilss. in Schweden (nach Schlüter[1]) synchronistisch mit der deutschen Quadratenkreide) vorkommen, so liegt ein Vergleich des Trümmerkalks von Stapelburg mit dem schwedischen »Grus- oder Trümmerkalk« sehr nahe.

Sehen wir ganz von der petrographischen Beschaffenheit des Trümmerkalks ab, welcher sich unter denselben Bedingungen gebildet hat wie der Ignabergakalk, so wird die Möglichkeit, dass beide Bildungen in demselben oder wenigstens annähernd demselben geologischen Zeitabschnitt entstanden sind, durch einen Vergleich der bezüglichen Faunen sehr wahrscheinlich gemacht.

Lundgren (a. a. O.) führt von Versteinerungen aus den Ignabergakalken folgende Arten an:

Actinocamax mammillatus Nilss.
Belemnitella mucronata Schlth.
Ostrea auricularis Wahl.
» *sulcata* Blum.
» *laciniata* Nilss.
» *acutirostris* Nilss.
» *curvirostris* Nilss.
» *vesicularis* Lam.
» *diluviana* L.
Pecten subaratus Nilss.
» *pulchellus* Nilss.
Janira quinquecostata Sow.
Radiolites suecicus Lgn.
Crania Ignabergensis Retz.
» *craniolaris* L.
Magas spathulatus Wahl.
» *costatus* Wahl.
Terebratulina striata Wahl.
Ceriopora stellatae Goldf. aff.
Caratomus peltiformis Wahl.
cf. *Cyclolites discoïdea* Mich.

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1870, S. 963 und Palaeontographica Bd. 24, S. 196.

Von den aufgezählten Versteinerungen haben ausser *Radiolites suecicus* Lgn. ihre Hauptverbreitung in der *Mammillatus*-Zone: *Ostrea auricularis* Wahl. und *Magas spathulatus* Wahl. *Belemnitella mucronata* Schloth. tritt schon vereinzelt in der *Mammillatus*-Zone auf, während *Actinocamax mammillatus* Nilss. in der typischen Mucronatenkreide fehlt. In dem Stapelburger Trümmerkalk fand ich ausser zahlreichen Foraminiferen, Spongien, Korallen, Bryozoen und *Cidaris*-Stacheln, folgende bekannte Mollusken und Brachiopoden:

Ostrea auricularis Wahl.
» *canaliculata* Sow.
» cf. *sigmoidea* Reuss.
» *vesicularis* Lam.
» *hippopodium* Nilss.
» *pusilla* Nilss.
Vola quinquecostata Sow.
Radiolites pusillus Lgn.
» *sublaevigatus* Lgn.
» *hercynius* Ew.
Crania Ignabergensis, var. *paucicostata* Bosqu.
Rhynchonella plicatilis Sow.
Terebratulina striata Wahl.
Magas spathulatus Wahl.
Thecidea cf. *digitata* Sow.

Ostrea auricularis ist bei Stapelburg eine sehr häufige Art, von den Austern die häufigste.

Radiolites pusillus Lgn. und *R. sublaevigatus* sind mir bis jetzt von keiner anderen Localität aus dem nördlichen Deutschland bekannt. *Magas spathulatus* Wahl.[1]) erreicht die Grösse der aus den Ignaberga-Schichten herrührenden Formen und stimmt auch sonst mit dem schwedischen Vorkommen gut überein. *Crania Igna-*

---

[1]) Schlönbach (Palaeontogr. Bd. XIII, S. 305, Taf. 39, Fig. 9, 10, 12) führt als norddeutsche Fundorte für *M. spathulatus* Gr. Bülten, Klosterholz bei Ilsenburg und einen Punkt zwischen Harzburg und Schlewecke a. H. an. An den beiden letzteren Fundpunkten hat Beyrich diese seltene Art zuerst gesammelt.

bergensis var. *paucicostata* ist bei Stapelburg eine der gewöhnlicheren Arten. *Thecidea* cf. *digitata*, welche in Schweden sowohl in der Zone des *Actinocamax mammillatus* NILSS. als auch in der typischen Mucronatenkreide auftritt, ist bei Stapelburg nach den Radioliten die am häufigsten zu findende Versteinerung; über 100 Exemplare habe ich dort gesammelt. Die Stücke von Stapelburg zeigen die grösste Uebereinstimmung mit den von LUNDGREN abgebildeten Formen.

Allerdings fehlt bei uns *Actinocamax mammillatus* NILSS., der zur Zeit mit Sicherheit nur aus der baltischen Kreide bekannt ist. Von den sonst für die Bestimmung des Horizonts so wichtigen Cephalopoden habe ich nur unbestimmbare Bruchstücke von Belemnitiden gefunden. Jedoch zählt JASCHE[1]) *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. vom Burgberg bei Stapelburg auf, wo dieselben Schichten wie in der Wiese nördlich von Stapelburg aufgeschlossen sind.

Nach den Angaben GRIEPENKERL's[2]) findet man in der oberen Quadratenkreide der Umgegend von Königslutter *Actinocamax quadratus* und *Belemnitella mucronata* neben einander vor, und zwar so, dass unten *Actinocamax quadratus*, nach oben hin *Belemnitella mucronata* in überwiegender Menge auftritt.

Wenn nun auch somit das Vorkommen von *Belemnitella mucronata* SCHL. kein bestimmter Beweis dafür ist, dass der Trümmerkalk von Stapelburg als untere Mucronatenkreide zu deuten ist, was ich früher als möglich angesehen hatte[3]), so bilden die Stapelburger Kalke jedenfalls die jüngsten Bildungen der oberen Qua-

[1]) a. a. O. S. 108.

[2]) Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogthum Braunschweig, S. 10.

[3]) Ich hatte mich auf die Angabe SCHLÜTER's (Palaeontogr. Bd. 24, S. 203) verlassen, wonach *B. mucronata* SCHLOTH. in der Quadratenkreide nur vereinzelt bei Osterfeld in Westfalen gefunden ist und die früheren Mittheilungen über das gemeinsame Vorkommen beider Arten, auf Verwechselung beruhend, sich nicht bestätigt hätten. Mir schien die SCHLÜTER'sche Ansicht über das Auftreten von *B. mucronata* die richtige zu sein, da ich selbst in der Zone der *Becksia Soekelandi* bei Biewende, Lochtum u. s. f. kein einziges Exemplar von *B. mucronata* angetroffen habe, dahingegen *Actinocamax quadratus* in grosser Menge. Bemerkt sei noch, dass ich an allen von mir besuchten Fundpunkten der oberen Quadratenkreide am nördlichen Harzrande die Gattung *Coeloptychium* gefunden habe.

dratenkreide am nördlichen Harzrande[1]). Dies würde jedoch nicht mit der Annahme im Widerspruch stehen, dass die Entstehung der Stapelburger Trümmerkalke und der Ignabergakalke mit *Actinocamax mammillatus* gleichzeitig vor sich gegangen ist, da letztere unmittelbar unter der typischen Mucronatenkreide und über der Quadratenkreide folgen.

[1]) Jasche (a. a. O. S. 92) lässt sich über die Lagerungsverhältnisse der Trümmerkalke in der Grafschaft Wernigerode wie folgt aus: Den Trümmerkalk wird man wohl, wo nicht als die jüngste, doch wenigstens als eine der jüngsten Bildungen der Kreideformation anzusehen haben. Er kommt auf den von Mergel gebildeten Anhöhen, z. B. auf dem Galgenberge bei Wernigerode und dem Burgberge bei Stapelburg vor. Vor dem aus Muschelkalk bestehenden Wienberge bei Ilsenburg kommt er ebenfalls auf der grössten Höhe des Mergels, obwohl nur in losen, abgerissenen Stücken vor.

Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreussen.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

(Hierzu Tafel XXVI.)

Zwischen den gut gekannten Quartärgebieten der nördlichen Mark, Mecklenburgs und Vorpommerns einerseits, des nördlichen Ost- und Westpreussen jenseits der Weichsel andererseits liegt zwischen Oder und Weichsel, Ostseeküste und Thorn-Eberswalder Hauptthal ein ausgedehntes Gebiet, welches geologisch bisher nur an den Rändern, nämlich an der Küste und an den Ufern der beiden grossen Ströme einigermaassen durchforscht war. Aber auch hier hatte die Forschung zunächst an die interessantesten Punkte, an das anstehende tertiäre, cretaceische und jurassische Gebirge an den Odermündungen und einigen Küstenpunkten angeknüpft, wogegen nur erst ganz wenige Mittheilungen über das Quartär dieses weiten Gebietes zu nennen sind. Die älteste, aber gleichzeitig bisher die umfassendste und mit feinem Verständniss geschriebene Arbeit ist M. v. d. BORNE's »Zur Geognosie der Provinz Pommern« [1]). Ohne Kenntniss Hinterpommerns ist der Aufsatz von KOWALESWSKI [2]), »Materialien zur Geologie Pommerns«,

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. IX, S. 473 f.

[2]) Jahresber. d. Ver. f. Erdk. zu Stettin, 1887.

geschrieben und bringt in Folge dessen auch so gut wie gar keine neuen Beiträge zur Kenntniss unseres Gebietes. Für die Neumark, speciell für den Kreis Königsberg, hat Zache versucht[1]) die Geinitz'schen sogenannten »Geschiebestreifen« Mecklenburgs über die Oder hinüber nach Südosten weiter zu verfolgen. Das Gezwungene der einzelnen Schlussfolgerungen, die der Autor zieht, erklärt sich daraus, dass derselbe ein mit Ueberschreiten der Oder einsetzendes Umbiegen der Streichrichtung des Höhenrückens um fast 90^0 und damit verbundenes Umsetzen der Richtung eines Theiles derjenigen Bildungen, die hier den mannichfach zusammengesetzten Geinitz'schen Geschiebestreifen entsprechen, nicht richtig erkannt hat. Im übrigen giebt es über das Quartär dieser Gebiete nur noch einige Mittheilungen von Jentzsch, Ebert und Berendt[2]) über das Diluvium der hart an der Weichsel liegenden Blätter der Gegend von Mewe und Neuenburg. Die offenbar sehr zweifelhaften Angaben Friedel's[3]) über das Auftreten von Schichten mit reicher mariner Fauna in der Nähe von Colberg am Rande des Persantethales übergehe ich hier.

Vor zwei Jahren, 1888, von der Direction der Königl. geol. Landesanstalt mit der Ausführung von Specialaufnahmen im Maassstabe 1 : 25000 in der Gegend von Neustettin und Bublitz, südlich von Cöslin, beauftragt, erhielt ich gleichzeitig die Anweisung, die weitere Umgebung meines Aufnahmegebietes, soweit es für ein Verständniss der in jenem auftretenden Bildungen erforderlich wäre, zu bereisen. So habe ich es mir denn angelegen sein lassen, den Regierungsbezirk Cöslin und die an denselben im Süden und Osten angrenzenden Theile der Provinz Westpreussen auf einer grossen Menge von Linien, deren Gesammtlänge gegen 1200 Kilometer beträgt, zu bereisen, um einen Ueberblick über den Auf-

[1]) Ueber Anzahl und Verlauf der Geschieberücken im Kreise Königsberg i. Neumark. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Bd. 61, S. 39—59. Halle a. S. 1888.

[2]) Meist im Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt und in den Veröffentlichungen der physik.-ökonom. Ges. in Königsberg.

[3]) Beitrag zur diluvialen Nordseefauna Hinterpommerns. Zeitschr. f. Malacozool. 1884.

bau des ganzen Landes von der Küste bis hinüber über den Höhenrücken zu gewinnen. Die Menge der Beobachtungen gestattete mir, in kleinem Maassstabe ein Uebersichtskärtchen (Taf. XXVI) des Gebietes zwischen Colberg und Danzig zu geben, welches im Grossen und Ganzen wohl Anspruch auf Richtigkeit machen kann, während im Einzelnen die Grenzen durch die Specialaufnahmen zahlreiche kleinere Veränderungen erfahren werden.

In den folgenden Blättern erstatte ich über die auf diesen Reisen und bei Gelegenheit der Specialaufnahmen gewonnenen Ergebnisse Bericht. Ich werde zunächst den zonenweisen Aufbau des ganzen Landes beschreiben und sodann zur näheren Schilderung zweier dieser Zonen, die zusammen die baltische Seenplatte bilden, übergehen.

Wie in Schleswig-Holstein durch Meyn ein parallel zur Küste verlaufender zonenweiser Aufbau des Landes nachgewiesen wurde, so gelang es mir, eine ähnliche Anordnung auch im östlichen Hinterpommern aufzufinden, nur dass es sich hier nicht mehr um 3, sondern um 5 resp. 6 solcher Zonen handelt. Dieselben sind an der Küste beginnend folgende:

1. Das Gebiet der Stranddünen, Haffseen und aus solchen hervorgegangenen Moore. Auf der gesammten, 263 Kilometer langen Küstenstrecke von der östlichen Odermündung bei Dievenow bis Rixhöft, wo die Halbinsel Hela sich abzweigt, tritt nur auf einer Linie von 49 Kilometer das Diluvium, darunter auf 15 Kilometer mit Steilufern, an das Meer heran. An der ganzen übrigen Küste aber liegt zwischen dem Strande und der diluvialen Hochfläche ein Dünenzug, hinter welchem ausgedehnte, 1—4 Meter tiefe Binnenseen, die Reste alter Haffe, oder durch Vertorfung aus ihnen hervorgegangene Moore, sowie alluviale oder jungdiluviale ebene Sandflächen sich finden. Die bedeutendsten dieser Haffseen sind, von Westen nach Osten gezählt, der Kamp-, Jamund'sche-, Buckow'sche-, Vitter-, Vietziger-, Garde'sche-, Leba- und Sarbsker See. Der Zarnowitzer See ganz im Osten ist in nordsüdlicher Richtung zwischen diluvialen Ufern eingesenkt und gehört einem anderen Typus an. Diese mehrfach unterbrochene Zone ist die schmalste,

erreicht aber an ihrer breitesten Stelle immerhin einen Durchmesser von 12 Kilometern, während derselbe im Durchschnitt etwa 3—4 Kilometer beträgt [1]).

Die einförmige, völlig ungegliederte Küste Hinterpommerns gewinnt ein ganz verändertes Aussehen, wenn wir alle diese Alluvialbildungen beseitigt und den Diluvialrand als Küstenlinie uns denken. Dann sehen wir eine der mecklenburgischen und schleswigschen ähnliche Küste mit vorgelagerten Inseln, flachen Buchten und Andeutungen von Föhrden. Auf die Inseln oder den Südrand dieser Zone fallen alle Punkte oberflächlich anstehenden älteren Gebirges der Kreide- und Juraformation, die wir im nördlichen Theile des Landes zwischen Oder und Weichsel kennen, das Turon bei Lebbin, Jura und Senon bei Cammin, Senon bei Finkenwalde, das jüngst von Dr. Krause aufgefundene Aequivalent der Arnager-Grünsande auf der Horst-Revahl'schen Diluvialinsel und der Jura von Bartin, südlich Colberg. Weiter nach Osten ist älteres Gebirge nur erbohrt, nicht mehr anstehend beobachtet.

2. Die nächste Zone stellt orographisch ein flaches 10 bis 80 Meter ü. M. gelegenes Plateau dar, welches nur hier und da von bedeutenderen Erhebungen überragt wird. Es wird durchzogen von ganz flach eingesenkten, meist schmalen, moorerfüllten Thälern, in denen die vom Höhenrücken niederströmenden Küstenflüsse in trägem Laufe den letzten Theil ihres Weges zurücklegen. In geologischer Beziehung bestehen diese ausgedehnten Ebenen zum weitaus grössten Theile aus Geschiebemergel, den man aus mehreren Gründen als zum Oberen Diluvium gehörig rechnen muss; er ist es, der die hervorragende Fruchtbarkeit gerade dieses Theiles von Pommern bedingt. In dieser Zone liegen 8 von den 20 Städten des Regierungsbezirks Cöslin und zwar die grössten, durch sie zieht in ihrer ganzen Länge die Hauptverkehrsstrasse Hinterpommerns, die Stargard-Danziger Eisenbahn, sich hindurch.

---

[1]) Ausführliches über diese Zone siehe F. W. P. Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 19, S. 332—404.

Die z. Th. recht beträchtlich aufragenden Höhen (Zitzower Berge bei Rügenwalde, Gollenberg bei Cöslin, Revekol bei Schmolsin am Garde'schen See, die Höhen südlich vom Lebamoor) bestehen aus Sanden des Unteren Diluviums und enthalten bisweilen, wie die beiden zuerst genannten, einen tertiären Kern. Wie die Uebersichtskarte zeigt, ist diese Zone von grosser räumlicher Verbreitung, da sie, nur durch unbedeutende Thäler unterbrochen, von der Weichsel bis zur Rega und weiter sich erstreckt und ausserdem eine wechselnde Breite bis zu 40 Kilometern besitzt.

3. Die folgende Zone stellt bereits eine Vorstufe zum Höhenrücken dar, indem sie, an vielen Stellen ziemlich unvermittelt, aus der grossen Geschiebemergelebene sich heraushebt. Orographisch ein bergiges, von zahlreichen oft tief eingeschnittenen Erosionsthälern und breiten alten diluvialen Thälern durchfurchtes Gelände darstellend, ist sie in geologischer Beziehung dadurch ausgezeichnet, dass grösstentheils unterdiluviale Schichten an ihrem Aufbaue sich betheiligen. Es sind in den Bergen durchaus die Sande des Unteren Diluvium vorherrschend, während an die Thäler z. Th. ausgedehnte Abrasionsflächen sich anschliessen, auf denen die losen Bildungen bis auf den widerstandsfähigen Unteren Geschiebemergel fortgeführt sind, der nun im Vereine mit Thalschottern und Thalsanden diese thalartigen Ebenen bedeckt. Solche Flächen schliessen sich an das Thal der Persante und Raddüe in grosser Ausdehnung an. In diese Zone fällt die grosse Mehrzahl derjenigen Punkte, an denen im Regierungsbezirk Cöslin das Tertiär anstehend bekannt ist.

4. Haben wir von Norden nach Süden gehend dieses Gebiet überschritten, so kommen wir, meist in ziemlich raschem Aufstiege, auf den eigentlichen Höhenrücken und damit in die vierte unserer Zonen. Dies ist das Gebiet der neuerdings mit dem Namen der »Moränenlandschaft« belegten Landschaftsform. Sie ist, abgesehen von ihrer Höhenlage zwischen 120 und 300 Meter ü. M., charakterisirt durch die ungeheure Menge geschlossener Depressionen, die, ursprünglich alle mit Wasser gefüllt, heute zum grösseren Theile zugetorft und in Moore und Wiesen verwandelt sind. Das zwischen diesen rings geschlossenen Becken liegende Gelände ist

in der unregelmässigsten Weise bewegt und besteht aus lauter grösseren und kleineren Kuppen, Kegeln und kurzen Rücken. Ebenen fehlen, von den Mooren abgesehen, dieser Landschaftsform fast völlig und alle dem Terrain sich anschmiegenden Wege zeigen einen ununterbrochenen Wechsel von Anstieg und Gefälle. Die Grösse der Depressionen schwankt innerhalb der weitesten Grenzen, von kleinen Löchern, die man fast überspringen kann, bis zu Mooren und Seen von mehreren Kilometern Durchmesser. Ein charakteristisches Bildchen von der Massenhaftigkeit dieser Kessel, Sölle, Moore und kleinen Seen giebt der folgende Ausschnitt aus Blatt Persanzig in 1 : 25000, worin die Höhen schraffirt, die mit Alluvium erfüllten Einsenkungen weiss geblieben sind, sowie das nebenstehende Profil durch einen Theil der Moränenlandschaft bei Wurchow. (Fig. 1 u. 2.)

In die Moränenlandschaft fallen die höchsten Terrainerhebungen. Während sie unter 120 Meter über Meereshöhe kaum zu finden ist, erhebt sie sich im östlichen Hinterpommern bis 260 Meter, im Thurmberg in W. Pr. sogar bis 330 Meter Höhe. Die Höhenunterschiede sind oft auf kleinem Raume höchst beträchtlich; so beträgt derselbe zwischen den Breitenberger Höhen südlich von Pollnow und der Sohle des Kalkbachthales bei Drawehn, die nur 1 Kilometer entfernt ist, genau 150 Meter und zwischen der Spitze des Thurmberges und dem Spiegel des 2 Kilometer entfernten Ostritz-Sees sogar 172 Meter.

In geologischer Beziehung ist die Moränenlandschaft durch das Vorherrschen des Oberen Geschiebemergels charakterisirt, der fast allenthalben zu finden ist, da beinahe nur an den Rändern der in die Moränenlandschaft einschneidenden Thäler Unteres Diluvium zu Tage tritt. Diese Thäler verlaufen fast alle rechtwinklig zur Hauptrichtung dieser Zone und sind an ihren Rändern häufig mit Gehängemooren bedeckt. Die Moränenlandschaft ist in ihrem westlichen Theile, in der Gegend zwischen Neustettin und Callies in zwei Züge getheilt, die ziemlich parallel verlaufen und von einander durch die im übrigen Theile die südliche Begrenzung bildende fünfte Zone getrennt sind.

5. Diese steht zur vorigen in einem überaus schroffen Gegen-

Fig. 1. (1:25000.)



Fig. 2. (Länge 1:25000. Höhe 1:10000.)



Deckthon. Oberer Geschiebemergel. Geschiebepackung (Endmoräne). Moor.

satze. Ausgedehnte Ebenen mit geringer wellenförmiger Bewegung, von vereinzelten Sandbergen durchragt, durchschnitten von vielen oft tief eingeschnittenen Rinnen, in welchen zahlreiche meist langgestreckte Seen liegen — das ist das orographische Bild dieser grösstentheils in der Provinz Westpreussen liegenden Zone. Aufgebaut ist sie fast ausschliesslich aus Sanden und Schottern, die, wenn sie feinkörnig werden, was meist im südlichen Theile dieser Zone der Fall ist, Veranlassung zur Dünenbildung geben. Diese »Haidesandlandschaft« gehört bereits dem Stromgebiete der Warthe und Netze an, während die unter 1 bis 4 genannten Zonen durch zahlreiche kleine Flüsse direct zur Ostsee entwässern.

6. An diese gewaltigen Sandflächen schliessen sich nach Süden in unregelmässiger Weise von Neuem Flächen Oberen Geschiebemergels an, die plateauartig die Sandebenen überragen. Zwischen diesen einzelnen Hochflächen fliessen in breiten schottererfüllten Thälern das Schwarzwasser, die Brahe, die Küddow, die Drage und andere Flüsse nach Süden zur Weichsel, Netze und Warthe. Der Parallelismus des Ganzen aber hört schon mit Zone 5 auf.

Nach diesen einleitenden Worten wende ich mich zu einer speciellen Beschreibung der Zonen 4 und 5, die in ihrer Gesammtheit die baltische Seenplatte darstellen.

Die Moränenlandschaft.

Versetzen wir, um ein Bild von dieser vielleicht eigenthümlichsten Landschaftsform Norddeutschlands zu gewinnen, uns mitten in dieselbe hinein. Wir stehen am Hange eines Hügels und erblicken vor uns ein kleines Moor. Ringsum ist dasselbe von ähnlichen Hügeln umgeben, wie der, auf dem wir stehen, so dass unser Horizont ein ganz eng begrenzter ist. Wir gehen in die Einsattelung zwischen zwei dieser Kuppen und erblicken vor uns von Neuem ein Moor in gleicher Umgebung wie das erste. Nunmehr besteigen wir den höchsten Punkt unserer nächsten Umgebung; jetzt können wir unter günstigen Umständen 20 bis 30 solcher Moore überschauen, die inmitten eines regellosen Gewirres

von Hügeln, Kegeln und kleinen Rücken in fast immer verschiedenen Niveaus eingesenkt sind. Wenn wir uns im Juni befinden, so erscheinen inmitten der wogenden grünen Saaten die Moore wie mit weissem Schleier überzogen: das rührt her von den Tausenden und aber Tausenden von Wollgrasblüthen, die wie eine leichte Decke alle die Moore überziehen, deren Oberfläche noch nicht von Menschen zur Torfgewinnung zerstört ist. Wir erblicken in einiger Entfernung bedeutende Höhen und beschliessen, durch den Blick aus der Höhe noch weitere Gebiete in unser Gesichtsfeld zu fassen. Auf ununterbrochen wellig auf und ab steigendem Wege streben wir unserem Ziele entgegen. Da sehen wir uns plötzlich aufgehalten durch ein tief eingesenktes Thal. Kein ebener Thalboden bezeichnet seine Sohle, sondern vom tiefsten Punkte, wo der Bach fliesst, steigen die Thalränder in concaver Kurve an und bis hoch hinauf am Gehänge zieht sich üppig grüne Wiese, hervorgegangen aus künstlich berieseltem Gehängemoore. Prächtige Buchenwälder bekleiden die höheren Theile des Gehänges, an welchem hier und da starke Quellen hervorsprudeln. Nach Ueberschreiten des Thales auf serpentinenartig gewundenem Wege erreichen wir bald den Fuss der steil aufragenden Berge und sehen uns plötzlich in ein ganz verwandeltes Bild versetzt. Rings um uns bedecken gewaltige Mengen grosser und kleiner Geschiebe das noch immer stark bewegte Gelände; bald sind sie zu langen und breiten Steinwällen zusammengetragen, bald in einzelnen, stumpf kegelförmigen Hügeln durch den Landmann zusammengehäuft. Oft auch haben unsere Vorfahren im grauen Alterthum die Gräber ihrer Angehörigen durch darüber gehäufte Steine vor grabendem Dachs und Fuchs gesichert. Wo der Mensch, vor der Menge der Geschiebe verzagend, noch nicht Hand an dieselben gelegt hat, da sehen wir sie in mächtigen Packungen oder in regelloser dichter Bestreuung das Gelände bedecken. Nunmehr besteigen wir zwischen Blöcken und über dieselben hinweg die Höhe: jetzt öffnet sich ein entzückender Blick in die Weite auf breite Thäler mit dunklem Nadelwald, auf grosse und kleine hellgrüne Buchenwälder, auf Hunderte weissschimmernder Moore in grünem Saatfelde oder auf dunkler Haide

und auf grosse und kleine Seen, deren klare, blaue Fluthen von allen Seiten heraufschimmern. Solcher Landschaftsbilder kann man von den hohen Bergen der Kassubei bis an die Grenzen der Neumark im Gebiete der Moränenlandschaft viele sehen und oftmals übertreffen sie weitaus an Schönheit die vielgepriesenen Havellandschaften bei Potsdam und Werder.

In geologischer Hinsicht fällt der Löwenantheil am Aufbau der Moränenlandschaft dem Geschiebelehm zu. In einem sehr grossen, vielleicht dem grössten Theile derselben bildet er, nur von geringfügigen Verwitterungsschichten bedeckt, die Oberfläche; im anderen Theile ist er der oberflächlichen Beobachtung durch jüngere ihn überlagernde Schichten entzogen, unter denen aber zahlreiche Bohrungen, Gruben, Einschnitte, Gräben u. a. ihn angetroffen haben. Es ist dies dasjenige Gebilde, welches von dem Landwirthe der pommerschen Seenplatte allgemein mit dem Namen »Schlick« bezeichnet wird, wohingegen der Name Lehm für den später zu besprechenden Deckthon verwendet wird. Ich behalte in meiner Auseinandersetzung natürlich die in die Wissenschaft eingeführten Namen bei. Der Geschiebelehm fehlt eigentlich nur an den wenigen Stellen, wo das Untere Diluvium in durchragender Lagerung auftritt, und da, wo Erosionsthäler sich tief in dasselbe eingeschnitten haben. Der allgemeinen Begriffsbestimmung des Geschiebelehmes als eines ungeschichteten, aus feinsten bis gröbsten Gesteinsbruchstücken unregelmässig gemischten Gebildes (Reibungsbreccie) schliesst sich auch der Obere Geschiebelehm Hinterpommerns an. In einzelnen untergeordneten Punkten aber zeigt er recht beträchtliche Abweichungen von demjenigen der früher bekannten Gegenden Ostpreussens und der Mark. Der hauptsächlichste und in die Augen springendste Unterschied drückt sich schon in der von mir angewendeten Bezeichnung Geschiebelehm aus. Denn während in der Berliner Gegend auf den Plateaus des Oberen Geschiebemergels das intakte Gestein, eben der kalkhaltige Mergel in zahlreichen Gruben, Gräben und Hohlwegen sowie bei fast jeder Handbohrung in weniger als 2, oft in weniger als 1 Meter Tiefe angetroffen wird, verhält es sich anders mit dem gleichen Gebilde des Höhenrückens in Hinter-

pommern. Hier ist in grossen Gebieten Geschiebemergel eine Seltenheit; nur ganz ausnahmsweise wird er in besonders tiefen Wegeeinschnitten, wie sie das stark coupirte Terrain öfters nöthig macht, sowie in sehr tiefen, zur Moorentwässerung dienenden Gräben oder in grösseren Gruben angetroffen. Ueber ihm liegt allgemein eine mächtige Decke eines ganz und gar kalkfreien Lehmes, die ihrerseits wieder oberflächlich von wenig mächtigem lehmigen Verwitterungssande überlagert wird. Bei dieser Seltenheit des unverwitterten Gebildes erschien es angemessen, für einzelne Blätter die Bezeichnung Geschiebe*lehm*, für andere, wo er häufiger auftritt, diejenige: Geschiebe*mergel* zu verwenden. Ueber die Mächtigkeit dieser Verwitterungsrinde liegen eine grössere Reihe von Beobachtungen von 7 genau untersuchten Blättern der Moränenlandschaft vor, deren gegenseitige Lage die nachfolgende Skizze zeigt:

	Bublitz	Gr. Carzenburg
Gramenz	Wurchow	
Bärwalde	Persanzig	Neustettin

Im Folgenden gebe ich eine nach Sectionen geordnete Reihe von Mächtigkeiten der Verwitterungsrinde, in welcher alle diejenigen Punkte angeführt sind, an denen der Mergel beobachtet wurde, sowie alle diejenigen, an denen er trotz grosser Mächtigkeit der der Beobachtung zugänglichen Schichten nicht aufgefunden wurde. In letzterem Falle ist der Zahl, die immer die Mächtigkeit der gesammten Verwitterungsschicht in Decimetern angiebt, ein + angehängt. Es bedeutet also $35 = 3^1/_2$ Meter Lehm, dar-

unter Mergel, dagegen 35+ = 3½ Meter Lehm, ohne dass sein Ende damit erreicht wäre.

1. Gr. Carzenburg: 50+, 48+, 46+, 40+, 40+, 40+, 36+, 36+, 33+, 32+, 25+; 40, 35, 28, 26, 22, 17, 13, 6.
2. Bublitz: 50+, 50+, 45+, 45+, 40+, 35+, 30+, 30+; 41, 30, 30, 28, 20, 15, 13, 10, 4.
3. Wurchow: 36+, 30+, 30+, 30+; 50, 50, 36, 32, 30, 30, 30, 29, 29, 27, 27, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 22, 20, 20, 20, 20, 20, 19, 19, 18, 18, 16, 16, 15, 15, 15, 13, 13, 11, 9, 9, 8.
4. Gramenz: 30+, 30+, 24+; 40, 29, 28, 25, 24, 22, 20, 20, 20, 19, 17, 17, 15, 14, 14, 12, 12, 0, 0.
5. Neustettin: 40+, 40+, 35+, 30+, 30+, 30+, 25+, 25+, 25+; 32, 30, 25, 25, 24, 20, 20, 20, 17, 17, 15, 15, 15, 15, 15, 12, 12, 11, 10, 10, 10, 9, 8, 8, 8, 8, 5.
6. Persanzig: 36+; 35, 33, 21, 20, 18, 17, 17, 16, 15, 15, 14, 14, 14, 12, 12, 11, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 8, 8, 8, 8, 6, 6, 6, 5, 5, 5, 5, 5, 5, 5, 4, 4, 0, 0.
7. Bärwalde: 70+, 40+, 30+; 40, 37, 30, 26, 20, 20, 19, 17, 16, 16, 15, 15, 15, 15, 14, 13, 12, 10, 10, 10, 10, 8, 7, 7, 5.

Aus dieser Zusammenstellung geht zunächst mit Sicherheit hervor, dass von Nord nach Süd auf den einzelnen Blättern die Zahl der Stellen, an denen der kalkhaltige unverwitterte Geschiebemergel auftritt, zunimmt, sowie dass Hand in Hand damit die Mächtigkeit des ihn überlagernden Lehmes und lehmigen Sandes abnimmt. Berechnet man nun die mittlere Stärke der Verwitterungsschicht für die Stellen, an denen dieselbe in ihrer vollen Mächtigkeit beobachtet werden konnte, so ergiebt sich daraus für die beiden nördlichen Blätter ein Mittel von 22,5, für die beiden mittleren ein solches von 20,7 und endlich für die drei südlichen von 13,6 Decimetern. Mit der Zunahme der Fundstellen des

Mergels nimmt die Zahl der Stellen ab, an denen er bei mehr als $2^1/_2$ Meter Tiefe nicht nachgewiesen werden konnte.

Worin ist nun die Ursache dieser so sehr verschiedenen Widerstandsfähigkeit eines annähernd gleichartig zusammengesetzten Gebildes gegen die Einflüsse der Atmosphärilien zu suchen? Etwa in der wechselnden Menge der letzteren in verschiedenen Gebieten oder in besonderen Eigenschaften des Geschiebemergels auf den verschiedenen Blättern? Der erste Umstand kann bei der verhältnissmässig geringen Entfernung der äussersten Blätter von einander, sowie bei der gleichartigen Lage aller sieben auf dem Höhenrücken und in gleicher Entfernung von der Küste kaum geltend gemacht werden. Wohl aber kommen in der chemischen und mechanischen Zusammensetzung Unterschiede vor, mit denen man diese Erscheinung deuten kann. Diese Differenzen treten hauptsächlich in dem Gehalte an kohlensaurem Kalke und in der relativen Menge der abschlämmbaren thonhaltigen Theile hervor. Es wurden von allen obigen Blättern mehrere Proben des Oberen Geschiebemergels auf ihren Kalkgehalt untersucht.

Diese Prüfung ergab folgendes:

Blatt	Gefundene Werthe für den Kalkgehalt in Procenten	Mittel in Procenten
Gr. Carzenburg . .	3,7; 1,7	2,7
Bublitz	7,8; 6,2; 5,6; 6,5	6,5
Wurchow	5,3; 5,7; 2,8; 5,4; 5,7; 6,0; 5,3; 8,4; 7,0	5,7
Gramenz	6,4; 6,7; 6,9; 7,5	6,9
Neustettin	7,6; 9,5; 8,6; 6,9	8,2
Persanzig	9,8; 8,8; 8,4; 7,3; 8,5	8,6
Bärwalde	8,4; 7,1	7,8

Mit anderen Worten: in den beiden nördlichen Blättern beträgt der Kalkgehalt im Mittel 5,25 pCt., in den beiden mittleren 6,1 pCt., in den drei südlichen 8,25 pCt.; also ist ein deutliches Steigen des Kalkgehaltes in der Richtung von N. nach S. unverkennbar vorhanden.

Zu genau dem gleichen Resultate kommt man bei Betrachtung des Gehaltes der einzelnen Geschiebemergel an thonhaltigen Theilen. Die folgende Uebersicht möge dies zeigen:

Section	Menge der thonhaltigen Theile in Procenten	Mittel in Procenten
Gr. Carzenburg . .	25,1	25,1
Bublitz	10,9; 25,0; 26,6	20,8
Wurchow	37,2; 35,6; 27,3; 29,5; 32,2	32,3
Gramenz	31,4; 30,9	31,1
Neustettin	38,9; 64,6; 39,8	47,8
Persanzig	45,0: 34,9	40,0
Bärwalde	38,3	38,3

Stellen wir die Mittelwerthe für die einzelnen Sectionsgruppen mit den oben gewonnenen Werthen für die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde und den Kalkgehalt zusammen, so ergiebt sich ein fast gesetzmässiger Zusammenhang aller drei Eigenschaften daraus:

	Mittlere Stärke der Verwitterungsschicht in Decimetern	Mittlerer Kalkgehalt in Procenten	Mittlerer Gehalt an thonhaltigen Theilen in Procenten
Nördliche Blätter	22,5	5,25	21,9
Mittlere Blätter	20,7	6,1	32,3
Südliche Blätter	13,6	8,25	43,6

Es ist durch eine grosse Reihe von Geschiebemergel-Untersuchungen aus anderen Gebieten festgestellt, dass im Grossen und Ganzen der Gehalt an kohlensaurem Kalk mit demjenigen an thonhaltigen Theilen ab- und zunimmt, so dass man beide Erscheinungen als eng mit einander verknüpft betrachten kann. In ihrer Verbindung erklären sie jenen oben auseinandergesetzten auffallenden Unterschied im Grade der Verwitterung vollkommen. Die grössere Menge der thonhaltigen Theile bedingt eine grössere

Undurchlässigkeit des Bodens gegenüber den chemisch zersetzenden, auslaugenden Atmosphärilien, und die grössere Menge des Kalkes wieder hat eine Verlangsamung des Entkalkungsprocesses zur Folge. So kann, da beide Faktoren Hand in Hand arbeiten, ein Unterschied im Gehalte an kohlensaurem Kalk um 2—3 pCt., ein solcher in der Menge der thonhaltigen Theile um 10 — 20 pCt. auf die Stärke der Verwitterungsrinde von grossem Einfluss sein.

Um zu sehen, ob der Kalkgehalt des Geschiebemergels von oben nach unten zunimmt, wurden 4 Proben von der oberen Grenze des kalkhaltigen Gebildes mit 4 solchen der gleichen Aufschlüsse aus $^3/_4$ — 2 Meter grösserer Tiefe verglichen. Das im Ganzen negative Resultat zeigt die folgende Zusammenstellung, aus der gleichzeitig hervorgeht, dass auch rücksichtlich der thonhaltigen Theile keine durchgehende Zunahme stattfindet.

Ort der Probeentnahme	Kalkgehalt an der oberen Grenze	Desgl. in grösserer Tiefe	Gehalt an thonhaltigen Theilen an der oberen Grenze	Desgl. in grösserer Tiefe
Grube an der Chaussee nördlich Wurchow	5,3	7,0	37,2	35,6
1. Chaussee-einschnitt von Zechendorf nach Gramenz	6,02	5,34	29,5	32,2
2. Einschnitt daselbst	6,35	6,72	—	—
3. Einschnitt daselbst	6,87	7,50	31,4	30,9

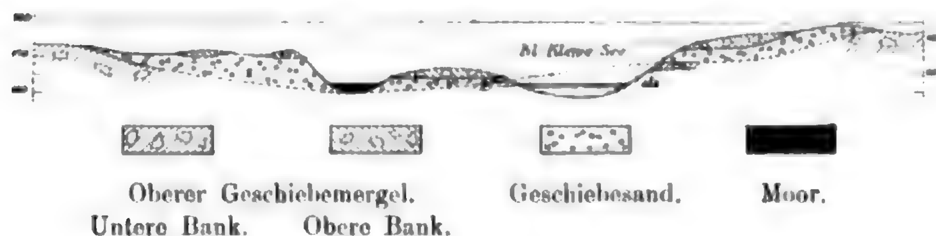
Der Obere Geschiebemergel besitzt auf allen Blättern gleiche Farbe in seinen oberen Theilen, die durchweg gelblich gefärbt sind, wie in der Umgebung von Berlin; dagegen kann man mehrfach in tieferen Aufschlüssen beobachten, dass diese gelbe Farbe auch nur Resultat der Verwitterung ist, dass die ursprüngliche Farbe des Oberen Mergels aber eine dunkele, in feuchtem Zustande schwarzgraue, in trockenem mehr hellgraue ist. In meh-

reren tiefen Einschnitten der Bublitz-Gramenzer Chaussee liess sich das gut sehen. Diese Verfärbung, auf der Oxydation von Eisenoxydulsalzen beruhend, reicht im Allgemeinen bis zu einer Tiefe von 6—7 Metern herunter.

Wie mächtig der Obere Geschiebemergel im Durchschnitte ist, lässt sich nicht sagen, da selbst in Tiefen von 8—10 Metern, wie sie in einzelnen Wegeeinschnitten, Gräben und Gruben erreicht werden konnten, sein Liegendes noch nicht angetroffen wurde. Am Rande der Erosionsthäler und in der Nähe der Durchragungen des Unteren Diluviums ist natürlich seine Mächtigkeit viel geringer, so dass man hier vielfach mit dem 2 Meter-Bohrer den ihn unterlagernden Sand erreichen kann.

Der Obere Geschiebemergel besteht in den meisten Fällen aus nur einer Bank; indessen konnten an einzelnen Stellen, so auf Blatt Gr. Carzenburg östlich von Porst und auf Blatt Persanzig nördlich von Eschenriege, zwei verschiedene Bänke von Geschiebelehm unterschieden werden, von denen die obere nur in kleinen dünnen Decken noch vorhanden und von der unteren Bank durch eine stellenweise recht beträchtliche Sandfolge getrennt ist. Ein Profil dieser Lagerungsverhältnisse an der erstgenannten Lokalität, in welchem der vermuthete Zusammenhang der unteren Bank durch eine punktirte Linie angedeutet ist, möge hier seinen Platz finden.

Fig. 3. (Länge 1 : 12500. Höhe 1 : 5000.)



Oberer Geschiebemergel. Untere Bank. Obere Bank. — Geschiebesand. — Moor.

Eine Erklärung dieser Erscheinung wird weiter unten im Zusammenhange mit der Entstehung der gesammten Moränenlandschaft zu geben versucht werden.

Der Geschiebemergel ist das Ursprungsproduct, aus dem auf dem Wege einer natürlichen nassen Aufbereitung alle übrigen diluvialen Gebilde der Moränenlandschaft hervorgegangen sind. Derartige aus dem Geschiebemergel entstandene Bildungen finden sich in dem von mir untersuchten Gebiete in allen Korngrössen als Thone, Sande, Geschiebe-Sande und Grande, Geröllbeschüttungen und Blockanhäufungen. Ich werde sie der Reihe nach beschreiben und mit den Gebilden geringster Korngrösse beginnen.

1. Thon resp. Thonmergel. Derselbe tritt in zwei überaus verschiedenartigen Formen der Lagerung auf:

a. dem Geschiebelehm aufgelagert, ohne Sandbedeckung oder Sandzwischenlagerung;
b. dem Geschiebesande des Oberen Diluvium eingelagert.

Die unter a genannte Form des Thones, für die der in Ostpreussen gewählte Name »Deckthon« als ein sehr glücklicher zu bezeichnen ist, gehört durch ihre höchst eigenthümliche Lagerung zu den auffälligsten und vorläufig auch zu den räthselhaftesten Gebilden der Moränenlandschaft. Er tritt auf fast allen untersuchten Blättern in zahlreichen kleinen Flächen von meist rundlicher oder elliptischer Begrenzung auf, ausserdem aber bildet er im südwestlichen Theile von Blatt Bublitz und der Nordhälfte von Blatt Wurchow grosse zusammenhängende Flächen, die bis 3 Kilometer Länge und 1 Kilometer Breite besitzen. Dieselben liegen in der Regel deckenartig auf den Bergen und überkleiden grade die höchsten Erhebungen dieses Gebietes. Von diesen Höhen, auf denen sie manchmal ausgedehnte Ebenen bilden, ziehen sie sich an den Gehängen herunter, aber nicht auf allen Seiten gleich weit, sondern bald tiefer, bald weniger tief am Abhange hören sie auf, und der sie unterlagernde Geschiebelehm tritt überall unter ihnen hervor. Zwei solcher charakteristischen Thonberge sind der Lindenberg und der Bahrenberg auf Blatt Wurchow. In den folgenden Darstellungen ist der erstere im Querschnitt und im Kartenbilde, der letztere nur im Querschnitt gegeben.

Fig. 4. (1 : 25000.)

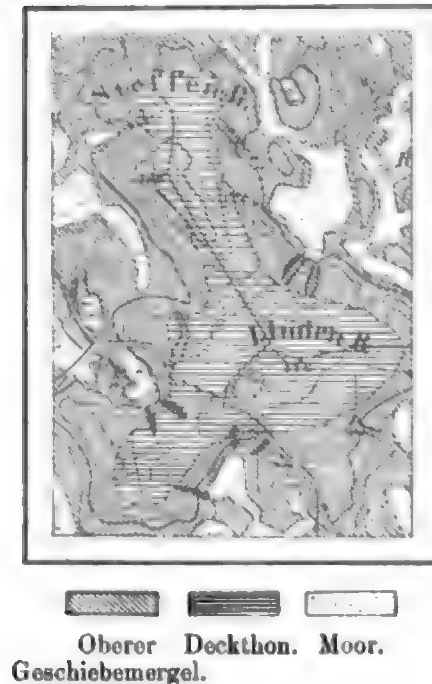


Fig. 5. (Länge 1 : 12500. Höhe 1 : 5000.)



Die Lagerung des Thones auf zwei weiteren Thonbergen, dem Tempelberg und Gruggelberg nordwestlich von Wurchow, zeigt Profil No. 2, Seite 155. Dass hier überall der Geschiebelehm in der That den unmittelbaren Untergrund des Deckthones bildet, geht nicht nur aus den Beobachtungen hervor, die man in jedem der zahlreichen, die Flanken der Thonberge durchfurchenden, tiefen Wasserrisse machen kann, sondern wird auch durch Geschiebe-

lehminseln bewiesen, die den Deckthon durchragen. Mit dem Bohrstocke kann man deutlich ein Auskeilen des Thones gegen diese Lehminseln verfolgen.

Der Deckthon ist ein ausserordentlich feinkörniges Gebilde, dessen Sandgehalt oft auf wenige Procente herabsinkt, während Kies und Steine ihm völlig fehlen. In Folge dieser ausserordentlichen Feinheit des Kornes ist er sehr undurchlässig, der Versumpfung in hohem Grade ausgesetzt und nur wenig mechanisch verwittert, so dass von einer eigentlichen Verwitterungsrinde, wie bei dem Geschiebelehm, kaum die Rede sein kann. Ich gebe im Folgenden die mechanische Zusammensetzung des Deckthones in einem Profil und in einigen unverwitterten Untergrundsbildungen:

Ort der Entnahme		Sand					Thonhaltige Theile		Summa
		2–1mm	1–0,5mm	0,5–0,2mm	0,2–0,1mm	0,1–0,05mm	Staub 0,05–0,01mm	Feinstes unter 0,01mm	
Profil des Deckthones bei Althütten, Blatt Bublitz	0–2 Dec.	25,9					74,1		100,0
		1,0	3,2	5,5	8,6	7,6	24,4	49,7	
	2–5 »	10,1					89,9		100,0
		0,1	0,6	1,5	1,5	6,4	20,6	69,3	
	5–9 »	2,3					97,7		100,0
		—	0,1	0,4	0,2	1,6	11,2	81,5	
Deckthon vom Tempelberg bei Wurchow		9,5					90,5		100,0
		—	—	—	1,8	7,7	44,6	45,9	
Deckthon vom Hüttenfliess südöstl. Schoofhütten, Blatt Wurchow		20,0					80,0		100,0
		0,2	0,6	1,6	5,5	12,2	20,4	59,6	

Auch der Deckthon ist ein ursprünglich kalkhaltiges Gebilde; indessen sind die oberen Schichten wieder entkalkt, aber bei Weitem nicht bis zu der Tiefe, wie bei dem Geschiebemergel, vielmehr wird meist schon bei 8—12 Decimeter Tiefe der Thonmergel

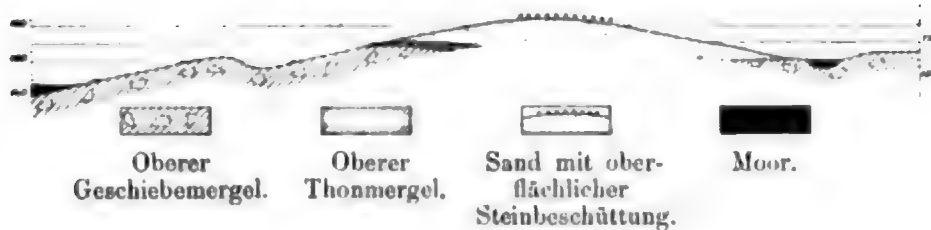
angetroffen. Der Kalkgehalt zweier untersuchter Proben betrug 7,2 resp. 12,2 pCt. Die Mächtigkeit der Gesammtschicht überschreitet 3 Meter wohl nur ausnahmsweise. In den kleinen Flächen beträgt sie sogar selten mehr wie 1 Meter.

Bei dem Mangel einer Drainage und der Sitte des Abplaggens der Gras- und Haidekrautnarbe auf den Deckthonflächen gehören dieselben heute grösstentheils zu den schlechtesten Kulturflächen. Nur an wenigen Stellen hat man durch sorgfältige Behandlung des Bodens denselben in Kultur gebracht und er erweist sich in diesem Falle, wie vorauszusehen, als Weizenboden. In den mit Deckthon überkleideten Bergen zwischen Bublitz, Wurchow und Gramenz, die heute sumpfige, mit Wachholder und Erica bestandene grasarme Weiden und Haiden darstellen, liegen Schätze verborgen, zu deren Hebung allerdings ein beträchtliches Anlagekapital erforderlich ist.

In der zweiten Form, als Einlagerung in den Sanden, die über dem oberen Geschiebelehm lagern oder wenigstens jünger sind, wie dieser, findet der Thon sich meist in Becken und Rinnen, überhaupt in den niedriger gelegenen Theilen der Moränenlandschaft. Seine Mächtigkeit ist in diesem Falle meist unbeträchtlich; er geht bis zu wenige Centimeter starken Einlagerungen herab und kann bis auf $1^1/_2$ Meter Mächtigkeit anschwellen. Bald bildet er in diesem Falle die Oberfläche, wie zwischen Grumsdorf und Porst, bald liegt er unter dem Sande verborgen und wirkt dann nur durch seine physikalischen Eigenschaften verbessernd auf ihn ein.

Eine höchst auffällige Lagerung zeigt der Thon an einer Stelle südlich von Bublitz unmittelbar neben der Wurchower Chaussee in der Nähe der Neudorfer Ziegelei. Er wird hier zur Ziegelfabrication in zwei links und rechts der Chaussee liegenden Gruben abgebaut. Beide Aufschlüsse stehen in verschiedenen, oberflächlich nicht zusammenhängenden Thonlagern, deren Alters- und Lagerungsverhältnisse aber offenbar die gleichen sind. Das folgende, entlang der Chaussee von Nord nach Süd gelegte Profil zeigt diese Lagerungsverhältnisse, soweit sie sich durch Aufschlüsse und Handbohrungen beobachten liessen.

Fig. 6. (Länge und Höhe 1 : 5000.)



An dem nach Norden geneigten Gehänge legt sich ein fein geschichteter Thon mit südlichem Einfallen direct auf den Geschiebelehm auf, welcher noch unter $5^1/_2$ Meter mächtigem Thone erbohrt wurde. Auf den letzteren legen sich Sande auf, die nach Süden immer mächtiger werden und in einer von der Chaussee durchschnittenen Kuppe 10 Meter stark werden. Diese Kuppe wieder ist auf ihrer Spitze und an ihrem südlichen Gehänge mit zahlreichen grossen und kleinen Geschieben bedeckt, so dass sie den Charakter der später zu besprechenden Endmoränen annimmt. Auch weiter nach Süden beobachtet man unter diesen Geschiebebildungen wieder den Geschiebelehm, der dann auch bald zu Tage tritt. Der Thon ist in seinen oberen Schichten von gelber, in den unteren Schichten von blauer Farbe; während der oberste Meter entkalkt ist, zeigen die unteren Schichten einen wechselnden Kalkgehalt (8,8; 14,1; 14,7 pCt.) In Folge eines Wechsels von thonreicheren mit mehr feinsandigen Schichten sieht man in dem ganzen Lager eine aussergewöhnlich feine Schichtung. In der Grube westlich von der Chaussee enthält der Thon in 2—3 Meter Tiefe zahlreiche, leider ausserordentlich zerbrechliche Schalen von Süsswasserschnecken und Muscheln, unter denen *Planorbis marginatus*, ein *Limnaeus* und ein *Pisidium* mit Sicherheit festgestellt wurden.

2. Geschiebefreie Sande treten im Oberen Diluvium der Moränenlandschaft verhältnissmässig selten auf. Sie sind in den meisten Fällen an die Deckthone geknüpft in der Art, dass am Rande einer Thonplatte gewöhnlich eine Stelle sich findet, an welcher der Thon durch Sand ersetzt ist. Es macht fast den Eindruck, als ob in diesen Sanden eine Art Mündungsdelta der-

jenigen Gewässer vorläge, welche den Thonschlamm in diese alten Seebecken hineinführten. Da es an Aufschlüssen an der Grenze von Sand und Thon fehlt, so ist es schwierig, diese Lagerungsverhältnisse klar zu erkennen.

3. Geschiebesande und Grande sind in manchen Theilen der Moränenlandschaft sehr verbreitet, während sie in anderen wieder nur ganz untergeordnet auftreten. Zu ersteren Gebieten gehören beispielsweise die kartirten Blätter Gross-Carzenburg und Persanzig, sowie die Nordostecke und ein Streifen beiderseits des Gotzelthales auf Blatt Bublitz, zu den letzteren dagegen der westliche Theil von Bublitz, sowie die Blätter Gramenz und Wurchow. Man kann im Auftreten des Geschiebesandes zwei Fälle unterscheiden: in dem einen ist er von geringer Mächtigkeit, 6 bis 15 Decimeter, von Geschiebelehm unterlagert, meist ziemlich lehmig, so dass es oft schwer wird, ihn von dem reinen Verwitterungssande des Lehmes zu unterscheiden. In dem anderen Falle wird der Sand weit über 2 Meter, ja sogar 5—6 Meter mächtig und ist nur in der Ackerkrume noch etwas lehmig, im Untergrunde dagegen sehr rein ausgewaschen. In der mechanischen Zusammensetzung sind beide noch dadurch unterschieden, dass in dem ersteren die Geschiebe ziemlich häufig sind, während in dem letzteren das grandige Element überwiegt. Dieser wird bei seiner grösseren Mächtigkeit bisweilen auch noch kalkhaltig angetroffen, z. B. in der Kiesgrube gegenüber dem alten Chausseehause, 5 Kilometer südlich von Bublitz an der Neustettiner Chaussee, wohingegen der lehmige Geschiebesand immer vollkommen entkalkt ist. Dieser zeigt auch in seiner Verbreitung keine Gesetzmässigkeit, wohl aber kann man eine solche in derjenigen der mächtigen grandigen Sande erkennen. Dieselben lassen sich nämlich mit mehreren Unterbrechungen in einigem Abstande vom Südrande der Moränenlandschaft von der Westgrenze des Blattes Gross-Carzenburg bis zu derjenigen des Blattes Bärwalde, also auf einer Länge von ungefähr 40 Kilometer verfolgen und stellen hier ein bald breiteres, bald schmäleres Band dar, dessen grösste Breite südlich von Eschenriege 3 Kilometer beträgt. Die räumliche Vertheilung dieser Sande gewinnt an

Interesse, wenn man sie, wie weiter unten geschehen wird, in ihrer Verknüpfung mit dem hinteren Endmoränenzuge betrachtet.

Es ist in hohem Grade wahrscheinlich, dass auch unter diesen mächtigen Sanden der Obere Geschiebelehm lagert, aber beweisen liess sich das eben wegen dieser Mächtigkeit nur an wenigen Stellen, so südlich von Porst und Neuhof, südlich vom Papenzinsee, am Rande des Persantethales, südlich von Eschenriege und in der Nähe des Gutes Schmitz, östlich von Bärwalde.

Im Folgenden gebe ich die mechanische Zusammensetzung zweier Sandprofile, je eines von jeder Art:

	Tiefe der Probeentnahme	Grand			Sand					Thonhalt. Theile	Summa
		über 10mm	10–5mm	5–2mm	2–1mm	1–0,5mm	0,5–0,2mm	0,2–0,1mm	0,1–0,05mm	unter 0,05mm	
Oberer Geschiebesand über Geschiebelehm, Vorwerk Drawehn. Blatt Gr. Carzenburg	0–2 Dec.	6,4			77,3					16,3	100,0
		—	—	—	6,6	20,0	25,4	10,6	14,7		
	2–5 »	6,6			80,4					13,0	100,0
		—	—	—	8,2	22,6	23,2	19,4	7,0		
	5–8 »	7,4			79,3					13,3	100,0
		—	—	—	8,4	20,7	25,5	16,2	8,5		
Oberer Geschiebesand, nahe dem Dorfe Persanzig. Blatt Persanzig	0–2 »	10,6			77,9					11,5	100,0
		—	—	—	8,7	22,1	27,8	15,4	3,9		
	2–5 »	22,9			73,8					3,3	100,0
		11,2	2,1	9,6	12,6	33,6	23,5	3,5	0,6		
	5–15 »	25,0			73,5					1,5	100,0
		14,7	1,6	8,7	12,5	29,2	25,3	6,1	0,4		

4. Geschiebebeschüttungen und Packungen, die gröbsten Rückstandsproducte bei der Zerstörung des Geschiebemergels, zeigen sich räumlich eng miteinander verknüpft. Durch West-Preussen, Pommern und die Neumark, von der Weichsel

bis zur Oder, zieht sich, im Grossen und Ganzen parallel der Küste, ein schmaler Streifen Landes, welcher durch die Staunenerregende Fülle der in ihm auftretenden Geschiebemengen in hohem Maasse auffällt. Diese Geschiebe sind entweder in mächtigen Packungen angeordnet oder sie bedecken die Oberfläche des Bodens in solcher Menge, dass man von einer Beschüttung desselben mit grossen und kleinen Blöcken reden kann. Im ersteren Falle stellt die Packung ihrer äusseren Form nach gewöhnlich kleine Kegel oder schmale, in die Länge gezogene Rücken dar. In diesen, bisweilen mehrere Hundert Meter langen, 20—200 Meter breiten Steinhügeln liegen Blöcke von allen Grössen, durch grandige Zwischenmittel verbunden, so dicht auf einander, dass man an keiner Stelle mit dem Bohrer in dieselben einzudringen vermag. Diese gewaltigen Geschiebeanhäufungen tragen in jeder Beziehung, d. h. nach Form, Inhalt und Lagerung auf das deutlichste ihren Charakter als ausgedehnte End- oder Stirnmoränen zur Schau und stimmen völlig mit denjenigen Bildungen überein, die man am Fusse der heutigen Gletscher beobachtet, wie sie sich auch durch nichts von den als Endmoränen gedeuteten Bildungen früher vergletscherter anderer Gebiete unterscheiden. Ich werde sie daher im Folgenden einfach Endmoränen nennen.

In dem durch seinen Geschiebereichthum ausgezeichneten Gebiete nehmen der Fläche nach die Endmoränen den kleineren Raum ein. Die Hügel und Kammstücke sind entweder kurz aneinandergereiht oder treten in grösseren Entfernungen von einander auf. Dann sind die Flächen zwischen den einzelnen Endmoränenstücken mit einer oberflächlichen Geschiebebeschüttung von solcher Massenhaftigkeit versehen, dass es erst in einem kleinen Theile derselben dem Menschen gelungen ist, einigermaassen im Kampfe um den Boden den Sieg über die Natur davonzutragen. Da, wie wir weiter unten sehen werden, die Lage des Geschiebezuges eine derartige ist, dass ihn auf einer Seite nur spärlich bewohnte Gebiete begrenzen, da fernerhin die Eisenbahn ihn auf seiner ganzen über 500 Kilometer betragenden Länge zwischen Oder und Weichsel nur an 5 Stellen schneidet, und der Verwerthung der Geschiebemengen aus beiden Gründen

grosse, natürliche Hindernisse sich in den Weg stellen, so kommt es, dass in den meisten dieser Gebiete der Reichthum an Geschieben noch als eine Last empfunden wird, während er anderwärts unter günstigen Transportbedingungen eine Quelle lohnenden Gewinnes geworden ist. So hat denn der Mensch in anderer Weise versucht, den Boden zu entsteinen und das massenhafte Steinmaterial zu beseitigen. In Folge dessen sieht man fast nirgends mehr auf grösseren Flächen die Gebiete der Geschiebebeschüttung in ihrem naturwüchsigen Zustande. Bald sind vielmehr die Geschiebe zu einzelnen mächtigen Steinhaufen zusammengetragen, die inmitten der Felder, oft mit Buchen- und Haselgestrüpp bewachsen, sich erheben, bald zu gewaltigen, bis $1^1/_2$ Meter hohen, bis 5 Meter breiten Steinmauern, in denen viele 1000 Kubikmeter werthvoller Geschiebe für zukünftige Geschlechter aufgestapelt liegen. Oft ziehen diese cyklopischen Mauern sich mehrere Hundert Meter weit in die Felder, indem sie gleichzeitig die einzelnen Schläge von einander trennen. Ein anderer Theil der Geschiebe ist der Benutzung durch die Nachwelt dadurch verloren gegangen, dass er in die Tiefen schwimmender Moore oder in Seen oder in eigens zu diesem Zwecke gegrabene, gewaltige Steingruben geworfen ist. Von der uralten künstlichen Geschiebeanhäufung zum Gräberschutze habe ich schon oben gesprochen. Erst der kleinste Theil der Geschiebe ist zu Bauwerken oder zu Kunststrassen verwendet worden. Wenn man aber das mehr und mehr sich ausdehnende Chaussee- und Eisenbahnnetz Hinterpommerns berücksichtigt, so muss man sich sagen, dass die Zeit nicht mehr fern ist, in welcher mit dem Geschiebereichthum der Moränenlandschaft gründlich aufgeräumt werden wird. Schon jetzt sind in der zweiten von mir beschriebenen Zone, die den grössten Bedarf an Baumaterial für ihre Häfen und grösseren Städte besitzt, die Geschiebe zu einer Seltenheit geworden, schon beginnt man, an der Ostbahn bei Preussisch-Stargard, an der Neustettin-Stolpmünder Bahn südlich von Rummelsburg und an der Neustettin-Belgarder Bahn bei Dallenthin, den Reichthum des Geschiebezuges auszubeuten und Danzig und das Küstenland mit Baumaterial zu versorgen.

Ich wende mich nunmehr zu einer speciellen Beschreibung der in den Hauptzügen aus der Uebersichtskarte Taf. XXVI leicht ersichtlichen Verbreitung des Endmoränenzuges von Westpreussen bis zur Grenze der Neumark und beginne im Osten mit derjenigen Stelle, von welcher aus mir nach Westen hin der Zusammenhang überall bekannt geworden ist. Dieses Gebiet, welches die Erscheinung nach der Menge der in ihm auftretenden Geschiebe, sowie nach der Fläche, welche dieselben bedecken, in imponirender Grossartigkeit zeigt und durch menschliche Eingriffe bisher, wenigstens im Vergleiche mit den weiter westlich gelegenen Gebieten, erst wenig Veränderungen erlitten hat, liegt in der Nähe des Ursprungs des Stolpeflusses, 3—4 Meilen nordöstlich von Bütow in der Richtung auf Carthaus. In diesem weit ab von Eisenbahnen und Städten gelegenen, schwer erreichbaren Winkel der Kassubei entströmt dem südlichen Theile des fast eine Meile langen Gowidlinoer-Sees der Stolpefluss; derselbe durchfliesst dann den Wengorczin-See ebenfalls von Norden nach Süden und wendet sich hierauf in scharfem Umbiegen nach Westen. In dem auf diese Weise gebildeten Winkel zwischen Sulleczyn, Friedrichsthal, Kistowo und Borrek, sowie auf der gegenüber liegenden östlichen Seite dieser Seenkette zwischen Bukowagora, Podjass, Tuchlin und Mischischewitz liegen zwei mächtige Flächen mit Endmoränen und Geschiebebeschüttungen bedeckt, von denen die westliche 5 Kilometer lang und 3 Kilometer breit, die östliche 7 Kilometer lang und bis 4 Kilometer breit ist. Südlich vom Thale des Stolpeflusses, der wie ein brausender Gebirgsbach in enger Erosionsschlucht über angehäufte Geschiebemengen mit Stromschnellen und kleinen Wasserfällen den Moränenzug durchbricht, findet man beiderseits des Gr. Mausch-Sees die Gehänge noch eine Strecke weit mit Endmoränen bedeckt, die sich bis zum Seespiegel hinabziehen und dann verschwinden. Man gewinnt den Eindruck, dass das Verschwinden des Zuges von hier ab nach Süden darin seinen Grund hat, dass er unter die Fluthen des Sees untergetaucht ist. Erst in der Nähe der Bütow-Berenter Chaussee zwischen Polzin und Nakel begegnen wir wieder grossen Geschiebemengen, die sich bis in die Nähe von Lonken nach Westen ziehen.

Hier biegt der Zug um und läuft über Gröbenzin nach Stüdnitz gen Süden. Nördlich von Gröbenzin, an der Westseite des Czarndamerow-Sees sind die Blockhügel wieder in ausgezeichneter Schönheit entwickelt. Von Stüdnitz an erlangt der Endmoränenzug eine ziemlich gleichmässige Breite bis in die Gegend zwischen Rummelsburg und Bublitz. Dieselbe beträgt im Durchschnitte 600 Meter, steigt bis 1 Kilometer und geht nicht unter 200 Meter herunter.

Meist nur als sehr starke Geschiebebeschüttung mit vereinzelten Endmoränenkuppen ausgebildet, zieht sich der Zug von Stüdnitz über die Oberförsterei Zerrin und das Dorf Reckow in mehreren Bogen, die seine Verfolgung erschwerten, nach Pyaschen. Hier biegt er kurz um den Pyaschen-See herum und zieht sich auf der Ostseite des flussartig schmalen Camenz-Sees nach Süden bis Glisno. Gleich westlich des Sees setzt der Zug bei Zemmen wieder ein und läuft in südwestlicher Richtung über Trzebiatkow bis an die lange, zum Theil mit Seen gefüllte Südost-Nordwestrinne, in welcher der Wipperfluss fliesst, südlich von Cremerbruch. Diese, die ganze Moränenlandschaft durchschneidende Senke veranlasst abermals eine vollständige Unterbrechung des Zuges, der erst $1^1/_2$ Kilometer weiter westlich, zwischen Briesen und Reinwasser wieder deutlich wird. Er lässt sich weiter verfolgen über Birkenstein und Gr. Peterkau nach Niederdorf, wo die Rinne des Deeper-Sees durchquert wird, dann über Schwessin und die Darsener-Mühle nach Hammer. Hier hat der Reichthum an Geschieben bereits sehr beträchtlich abgenommen, doch vermochte mir der Pfarrer von Schwessin, von dem ich manche dankenswerthe Mittheilung erhielt, den Verlauf im Einzelnen noch genau zu zeigen. Die Baldenburg-Rummelsburger Chaussee schneidet den Zug an einer Stelle, wo er etwas spärlich entwickelt ist, zwischen Kl. Volz und Falkenhagen. Gleich nach Westen hin wird er aber wieder sehr deutlich und neben den allenthalben reichlich vorhandenen einzelnen Geschieben wieder durch zahlreiche Hügel aus Geschiebepackungen angezeigt, die besonders bei Hölkewiese und Puppe sich häufen. Wir kommen nunmehr in das speciell kartirte Gebiet. Der Geschiebezug setzt in das-

selbe ein im Gr. Carzenburger Walde südlich von Marienburg und geht als Steinbeschüttung nach Westen über den Preirotz-See zum grossen Vettrin-See. Südlich von diesem, beiderseits der Gr. Carzenburg-Drawehner Chaussee, sind die eigentlichen Endmoränen wieder in ganz hervorragender Menge entwickelt. Sie erreichen hier auch in Bezug auf Höhe und Breite Maasse, die ihnen sonst nicht eigen sind. Von hier aus zieht sich ein Ausläufer nach Nordwesten in der Richtung auf Drawehn, beiderseits der tiefen vom Lenzbach und Angerbach durchflossenen Einsenkung, während der Hauptzug durch das Revier Kl. Carzenburg der Königl. Forst Oberfier bis zum Schlossberge in westlicher Richtung weiter verläuft. An dieser mächtigen, mit zahlreichen grossen Blöcken bedeckten Endmoräne biegt er scharf nach Süden um und verläuft, wieder nur durch grosse Blockmengen bezeichnet, östlich von den Pinnow-Seen in den Zubberow, einen prachtvollen, gleichfalls zur Forst Oberfier gehörenden Laubwald. In demselben treten an mehreren Stellen wieder sehr schöne Endmoränen auf. Nun folgt eine auffallende Lücke nördlich und westlich von dem grossen Virchow-See, die nur durch einige kleine Steinkuppen bei Grumsdorf unterbrochen wird. Die nordwestlich von Wurchow gelegenen, mächtigen Endmoränen sind jedenfalls auf den zweiten, später zu besprechenden Zug zu beziehen. Erst südlich von Wurchow, auf dem schmalen, steil abfallenden Rücken, der sich parallel der Neustettiner Chaussee nach Süden zieht, setzen die Endmoränen wieder ein und können mit geringen Unterbrechungen über Gönne, Steinforth und den Pollakberg nach Gr. Dallenthin an der Neustettin-Belgarder Bahn verfolgt werden. Bei letztgenanntem Orte werden die Geschiebe in grossen Mengen gewonnen. Es ist hier sehr auffällig, dass die grossen Geschiebe, die sonst überall dem Endmoränengebiete ihren charakteristischen Stempel aufdrücken, sehr zurücktreten, wogegen solche von 1 bis 2 Kubikfuss Grösse und darunter weitaus überwiegen. Südlich von Dallenthin wird durch die Persante die Moränenlandschaft vollständig durchschnitten. Wie bei dem Wipperthale, so setzt auch hier der Zug, bis auf wenige kleine Steinkuppen, auf 6 Kilometer Länge von Gr. Dallenthin bis Raddatz aus. Von da an

aber besteht ein ununterbrochener Zusammenhang nach Westen hin bis an die breite Rinne nördlich von Falkenberg, in welcher der Zetzin-See liegt. Gleichzeitig geht der Zug wieder in seine alte Hauptrichtung von Ost-Nord-Ost nach West-Süd-West über. Die einzelnen berührten Orte sind von Raddatz an Gissolk, Cölpin, Friedrichsberg, Kriegstädt, Oerden, Klöpperfier und der Südrand der Claushagener Forst. Fast überall markiren ausgedehnte, echte Endmoränen hier das Auftreten des Geschiebezuges. Nach einer kurzen Unterbrechung durch das tief eingeschnittene, enge Thal des Drageflusses liegt die Fortsetzung südlich von Lehmanningen, bei Schmidtenthin und Neu-Wuhrow. Besonders in der Umgebung des letztgenannten Ortes, wo ausserdem, veranlasst durch den tiefen Einschnitt des Tützfliesses und Zetzin-Sees eine scharfe, kurze Umbiegung nach Süden eintritt, ist die Menge der Geschiebe wieder eine ganz ungeheure. Jenseits der Einsenkung beginnt der Zug wieder bei Wusterwitz und geht über Dolgen nach Sarranzig.

Bis hierher, d. h. von Sulleczyn an gerechnet auf einer Linie von 200 Kilometer Länge, stehen die Beobachtungen im Zusammenhange. Aber auch über die Fortsetzung des Geschiebezuges nach Osten und Westen habe ich bereits eine Reihe von Beobachtungen gemacht, welche den Schluss gestatten, dass auch in Westpreussen und in der Neumark der Zusammenhang des Zuges ein ebenso vollkommener ist, als in dem beschriebenen pommerschen Theile des Höhenrückens. Beginnen wir bei der Besprechung der einzelnen Punkte wiederum im Osten. Wie die Karte zeigt, liegt zwischen Bütow und Karthaus der nördlichste Punkt, welchen der Geschiebezug erreicht. Von hier aus liegen die einzelnen, als Fortsetzung zu betrachtenden, beobachteten Punkte in südlicher bis südwestlicher Richtung. Es folgen zunächst beträchtliche Geschiebeanhäufungen in der Umgebung von Skorzewo, dann ein weiterer Punkt bei Berent. Nach einer grösseren Lücke in der Beobachtung folgen wieder einige Punkte nordwestlich von Hochstüblau, einer Station der Ostbahn, kurz vor Preussisch-Stargard. Südlich von dieser Stadt fanden sich wieder endmoränenartige Bildungen zwischen den Ortschaften Bobau und Summin. Als zweifelhaft

muss ich es vor der Hand hinstellen, ob die weiter im Süden im Unterlaufe des Schwarzwasserflusses auftretenden Geschiebeanhäufungen zu diesem Zuge oder bereits zu einem weiter südlich gelegenen gehören. Dort treten nämlich in der Umgebung der Ortschaften Osche, Bresiner Mangel, Splavie, Wirri, Groddeck und Haltestelle Osche, beiderseits der tief eingeschnittenen Rinne des Schwarzwassers, ausgedehnte Geschiebebeschüttungen, wenn auch ohne eigentlichen Endmoränencharakter, auf, die in Folge der Nähe der Laskowitz-Konitzer Eisenbahn bereits massenhaft ausgebeutet werden. Die Geschiebemassen liegen hier zum Theil beinahe direct auf den bekannten Tertiärbildungen des Schwarzwasserthales.

Mit den zuletzt genannten Bildungen sind wir in der Nähe der Weichsel angelangt, da der nächst gelegene Punkt des Thales derselben, die Stadt Schwetz, nur noch 10 Kilometer von der Haltestelle Osche entfernt ist.

Nach Westen hin schliesst sich an die Endmoränen am Sarranzig-See nördlich Dramburg weiter nach Osten hin zunächst ein Punkt bei Alt-Storkow in der Nähe von Nörenberg an. Hier macht der Zug abermals eine scharfe Umbiegung nach Süden denn das nächste, in einer Länge von einer vollen Meile beobachtete, sehr schön mit typischen Endmoränen entwickelte Stück des Geschiebezuges liegt direct südlich von Nörenberg und verläuft in nordsüdlicher Richtung von dem Dorfe Bütow über Gross-Silber nach Steinberg bei Reetz. Das südliche Ende dieses Stückes, in welchem die höchste Erhebung der Neumark, der 180 Meter hohe Luftberg liegt, gehört, wie alle nunmehr folgenden Punkte zum neumärkischen Theile der Provinz Brandenburg. Von solchen weiter nach Westen gelegenen Punkten gelang es mir noch folgende zu beobachten oder zu erkunden: Bei Augustwalde, Station der Kreuz-Stargarder Bahn, bei Hohengrape, westlich von Bernstein und an der Stargard-Küstriner Eisenbahn südlich von Soldin [1]). Wie sich der Endmoränenzug weiter hinaus

[1]) E. Laufer, Aufschlüsse in den Einschnitten der Stargard-Küstriner Eisenbahn. Dieses Jahrb. für 1881, S. 527.

erstreckt, ob und in welcher Verbindung er mit dem Geschiebewalle der Uckermark oder der von BERENDT gefundenen südöstlichen Verlängerung desselben steht, bedarf noch der weiteren Untersuchung [1]).

Dieser in seinem vollständig beobachteten Theile 200 Kilometer, einschliesslich der im Osten und Westen vermuthlich gleichfalls im vollen Zusammenhange stehenden Beobachtungspunkte mehr als 400 Kilometer lange Endmoränenzug hat eine streng gesetzmässige Lage, welche, nachdem ich sie einmal erkannt hatte, mir seine Verfolgung und Aufsuchung ungemein erleichterte. Er liegt nämlich fast überall auf der Grenze der Moränenlandschaft gegen das südlich anstossende Haidesandgebiet und nur an wenigen Stellen, so südlich von Rummelsburg und südöstlich von Bublitz greift die erstere, wie auch die Karte erkennen lässt, etwas über ihn hinweg. Aus diesem Grunde bilden im Grossen und Ganzen die unfruchtbaren Steinfelder des Geschiebezuges zugleich eine auffallende Grenze in Bezug auf die Landeskultur. Denn während das fruchtbare Lehmland nördlich dieser Grenze fast ausschliesslich als Acker verwendet wird oder mit Laubwald bestanden ist, folgen südlich davon ausgedehnte Haidegebiete, in welchen die menschlichen Ansiedelungen im Allgemeinen auf die etwas fruchtbareren Thäler und Seenrinnen beschränkt sind.

Neben diesem randlichen Hauptendmoränenzuge aber giebt es in der Moränenlandschaft noch einen zweiten weit weniger vollständig entwickelten, aber wohl auch an viel weniger Punkten beobachteten Geschiebezug. Derselbe liegt innerhalb der Zone, ist in Folge dessen schwierig zu verfolgen und nur in dem speciell kartirten Gebiete nördlich von Neustettin vollständig beobachtet worden. Dieser zweite Zug verläuft einigermaassen parallel mit dem ersten. Andeutungen von ihm fand ich bereits in Westpreussen in der Gegend vom Thurmberg und südlich davon. Auch die auf Blatt Dirschau der geologischen Karte der Provinz Preussen dargestellten, in meine Uebersichtskarte aufgenommenen

---

[1]) Siehe den Nachtrag am Schlusse dieser Abhandlung.

»Anhäufungen grosser Blöcke in lehmigem Sande« gehören jedenfalls diesem zweiten Zuge an. Weit vollständiger konnte ich denselben weiter westlich auf den Blättern Gross-Carzenburg, Bublitz, Wurchow und Persanzig beobachten. Hier beginnt derselbe am Papenzin-See bei Klein-Hütte und verläuft über Arnsberg nach dem Johannishofe. In der gewaltigen, steinbeschütteten, 240 Meter hohen Erhebung des Steinberges erreicht er hier den höchsten Punkt einer weiten Umgebung. Hinter Breitenberg, dem höchstgelegenen Dorfe Pommerns, dessen Besitzer sich selbst den steinreichsten Mann Pommerns nennt, breiten sich, nördlich von Mühlenkamp, zwischen dem steil abfallenden Gehänge des Raddüethales und dem langgestreckten, hohen Rücken der Camminberge weite, steinbesäete Felder von mehreren Hundert Hektaren Grösse aus. Nach Norden hin zieht sich dieser Zug noch über Sydow hinaus bis in den Pollnower Stadtwald hinein.

Ein weiteres Stück dieses oft unterbrochenen, rückwärts gelegenen Zuges bildet die Endmoräne nördlich von Friedenshof und südlich von Neuhof bei Bublitz. Ihre grösste Entfaltung aber, soweit ich bisher beobachten konnte, erlangen die Endmoränen dieses Zuges in dem Dreieck zwischen Wurchow, Bublitz und Schofhütten, besonders in der Umgebung von Neudorf, südlich von Wilhelmshöhe und in der Gegend von Bernsdorf. Als südliche Fortsetzung sind die Moränen am Linkberge zwischen Buchwald und Kussow, sowie die kolossalen Geschiebebeschüttungen, 2 Kilometer nordöstlich von Eschenriege, und auf dem Fuchs- und Sanskenberge westlich von Klingbeck zu betrachten. Auch zwischen Neu-Valm und Bärwalde liegende, einzelne Endmoränenstücke sind entschieden diesem Zuge zuzuzählen. Auch nördlich von Dramburg, in der Gegend von Pritten und Dolmafelde ist dieser Zug entwickelt, der ein vollkommenes, nur ausserordentlich viel längeres Seitenstück zu dem zurückgelegenen Endmoränenzuge in der Uckermark zwischen Fürstenwerder und Gerswalde zu bilden scheint[1]). Wie bereits oben, S. 170, erwähnt, steht die

[1]) G. Berendt, Die beiderseitige Fortsetzung der südl. baltischen Endmoräne. Dieses Jahrb. für 1881, S. 110.

Zone mächtigen Geschiebesandes, welche grosse Gebiete der Moränenlandschaft parallel zum Rande derselben durchzieht, in räumlichen Beziehungen zu diesem zweiten Geschiebezuge, und zwar liegen beide ebenso zu einander, wie der Hauptendmoränenzug zur Haidesandlandschaft, mit anderen Worten: er bildet die nördliche Grenze des Sandstreifens. Ueber die Wichtigkeit dieser Vertheilung der Endmoränen für die Erklärung der einzelnen Bildungen s. w. u.

Einem noch weiter zurückliegenden dritten Zuge scheint eine Anzahl von kleinen Geschiebegrandkuppen endmoränenartigen Aussehens anzugehören, die sich beiderseits der Bublitz-Gramenzer Chaussee zwischen der Stadt und dem Stadtwalde finden und sich über Karlshof bis Dorfstädt weiter verfolgen lassen.

Es wäre durchaus irrig, anzunehmen, dass diese Geschiebezüge orographisch in ähnlicher Weise sich in der Landschaft geltend machen, wie dies der aus diesem Grunde auch Geschiebewall genannte Endmoränenzug der Uckermark thut. Es muss vielmehr betont werden, dass der Charakter der Landschaft und die Verhältnisse von Berg und Thal sich nur ganz unbedeutend ändern würden, wenn das gesammte Material des Geschiebezuges plötzlich fehlte. Wenn auch zahlreiche der bedeutendsten Erhebungen des Höhenrückens mit Endmoränen bedeckt sind, so sind letztere bei aller Mächtigkeit doch nur, verglichen mit dem ganzen Berge, unbedeutende Auflagerungen. Auf der anderen Seite aber kümmert sich der Geschiebezug in keiner Weise um die Terrainverhältnisse. Hier überschreitet er ein tiefes Thal, dessen beide Flanken mit mächtigen Geschiebepackungen bedeckt sind, an anderen Stellen taucht er unter Moore und Seen unter, so dass dann nur die dem Torf oder Wasser entragenden Steininseln von dem unterseeischen Zusammenhange Zeugniss ablegen.

Es erübrigt nunmehr noch, mit einigen Worten über die Art der Geschiebe zu berichten, die sich in den Geschiebe führenden Gebilden der Moränenlandschaft finden. Dabei muss als das Auffälligste zuerst die Seltenheit der Kalksteine erwähnt werden. Dieselbe erklärt sich indessen leicht aus der Auslaugung auch der Geschiebesande und Endmoränen durch die Atmosphärilien,

denen durch die Durchlässigkeit jener Bildungen eine ausgedehnte Wirksamkeit gestattet war. Dass ursprünglich auch ihnen der Gehalt an Kalksteinen nicht fehlte, beweist eine besondere Art von ausgelaugten Kalksteinen, der sogenannte todte oder Backsteinkalk, der gerade in den Gebilden der Moränenlandschaft sehr häufig angetroffen wird. Es ist das, wie der bisweilen noch unverwitterte Kern zeigt, ein durch viel Kieselsäure und Thon verunreinigter, oft sehr versteinerungsreicher Kalkstein der Silurformation, welchem der Kalkgehalt entzogen ist, so dass nur noch ein schwammartiges Kieselskelett übrig geblieben ist. Die grosse Häufigkeit dieser Geschiebe lässt den Schluss zu, dass auch andere Kalksteine früher häufig vorhanden waren, und in der That konnte ich in einem Aufschlusse südlich von Bublitz, in einer Kiesgrube, die bis in kalkhaltige Schichten hinabging, sehen, dass silurische Kalksteine darin ungemein häufig vorkommen. Versteinerungsführende Geschiebe anderer Formationen gehören zu den Seltenheiten. Solche der Juraformation habe ich garnicht gefunden; ebenso wenig solche des Tertiärs. Aus der Kreideformation begegnet man glaukonitischen Mergeln. In dem Geschiebelehm tritt stellenweise recht häufig Bernstein auf. Feuerstein in den bekannten bizarr geformten Knollen, wie er in der Schreibkreide auftritt, ist eine Seltenheit. Um so häufiger aber findet man jene abgerollten Feuersteine von ellipsoidischer Form, welche Meyn Wallsteine genannt hat. Sie sind vielfach geradezu als gemein zu bezeichnen, und ich möchte die Vermuthung aussprechen, dass, wie im südlichen England, so auch in Ostpreussen oder angrenzenden Theilen Russlands im Tertiär Lager solcher Feuersteine sich fanden oder noch finden, aus deren Zerstörung durch die diluvialen Gletscher sowohl die vereinzelten Puddingsteingeschiebe als auch die unzähligen Wallsteine Norddeutschlands herrühren. Ich glaube, dass die Wallsteine zur Tertiärzeit umgelagerte Feuersteine der Kreideformation darstellen, welche durch eine heftige Brandungswelle ihre Form erhalten haben.

Durchragungs-Zonen und Züge im Sinne Schröder's [1]) fehlen

[1]) Ueber Durchragungszüge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreussen. Dieses Jahrb. f. 1888, S. 166.

zwar der Moränenlandschaft Hinterpommerns nicht, treten aber sehr zurück. Ein sehr schönes Beispiel bietet die lange, schmale Bergkette, die südlich und südwestlich von Wurchow einen grossen Theil der ausgedehnten Einsenkung des Fig. 14 skizzirten alten Sees umrandet und nach Süden sich bis zu der beträchtlichen Erhebung der Pollaksberge bei Neustettin verfolgen lässt. In der umstehenden Skizze (Fig. 7) gebe ich einen Querschnitt durch diesen Durchragungszug, aus welchem man zugleich erkennt, dass der Zug, dessen Dreitheilung übrigens keineswegs an allen Stellen auftritt, genau auf der Scheide zwischen Moränenlandschaft und Haidesandgebiet liegt. Auf seinem Rücken trägt er mächtige Beschüttungen aus Geschiebesand und an vielen Stellen echte Endmoränen. Besonders im nödlichen Theile ist er vielfach mit Geschiebelehm überzogen, der in seiner Lagerung dadurch auffällt, dass er gegen den Sand hin bisweilen mit Grenzen abschneidet, die quer über alle Höhenkurven über einen Berg hinweggehen.

Auch einzelne Durchragungen von Unterem Sande durch die allgemeine Geschiebelehmdecke sind nicht häufig. Am meisten noch fand ich sie östlich von Bublitz zwischen Ernsthof und Friedrichsfelde, wo sie eine ganze Anzahl kleiner, im Terrain sich gut heraushebender Kuppen bilden. Wie vorsichtig man übrigens bei der Beurtheilung solcher Kuppen aus fein geschichtetem Sande sein muss, sah ich in einer Kies- und Steingrube bei Bütow, deren Anblick ich im folgenden Profile (Fig. 8) wiedergebe.

Wäre nicht der bis tief in die sehr steinige Grundmoräne niedergehende Aufschluss, so könnte man sich durch die Form der Kuppe und durch die Feinheit und schöne Schichtung des Sandes verleiten lassen, an eine Durchragung zu denken, während doch thatsächlich eine Aufschüttung auf eben gelagerter Grundmoräne vorliegt. Den Beweis einer Auflagerung oder Durchragung mit Hilfe von Bohrungen beizubringen, ist wegen der in der Regel sehr starken Ueberrutschungen mit Schwierigkeiten verbunden.

Nach dieser Aufzählung und Beschreibung der an dem Aufbaue der Moränenlandschaft oberflächlich betheiligten diluvialen Gebilde wende ich mich zunächst einer gleichen Beschreibung der nach Süden folgenden Zone der Haidesandlandschaft zu, um hierauf

Fig. 7. (Länge 1:12500. Höhe 1:5000.)

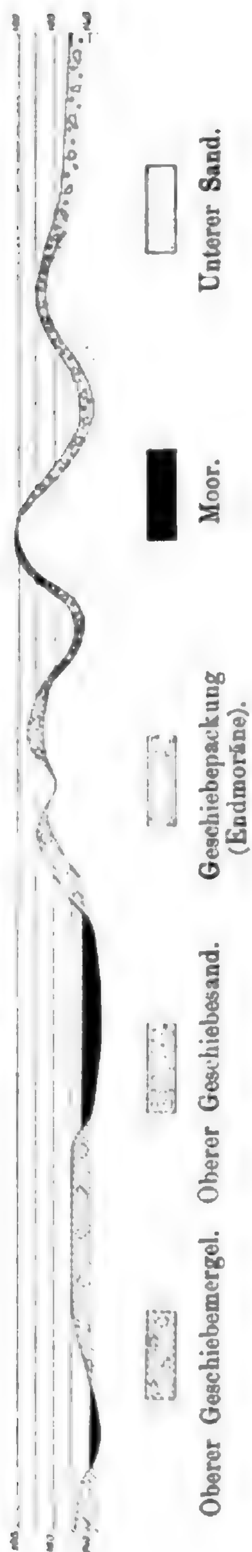
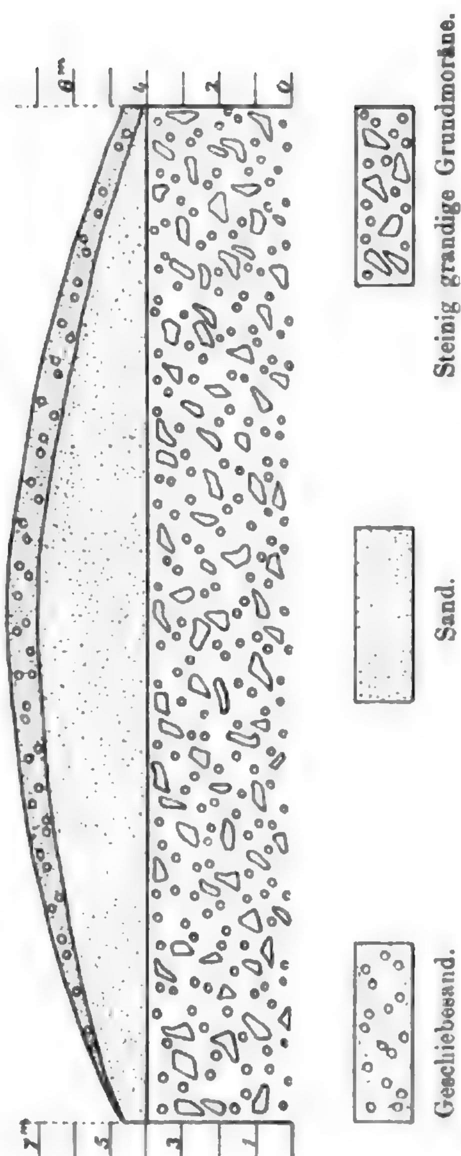


Fig. 8. (1:2500.)



eine Anzahl Beobachtungen mitzutheilen, die sich auf den Höhenrücken als Ganzes beziehen, und zu schliessen mit dem Versuche, die Bildung der Oberflächenformen dieses Landrückens zu erklären.

Die Haidesandlandschaft.

Meinen weiter oben gegebenen Ausführungen über den orographischen Charakter dieses Gebietes habe ich nur wenig hinzuzufügen. Unmittelbar am Rande der Moränenlandschaft ist das grosse Haidesandgebiet noch ziemlich uneben, aber je weiter man sich von derselben entfernt, um so flachwelliger wird es und geht schliesslich nach Süden ganz allmählich in ebene Thäler über, in welchen zwischen den einzelnen, im Süden folgenden Plateaus die südwärts fliessenden Gewässer des Höhenrückens ihren Weg nehmen. In der gleichen Weise vollzieht sich von Norden nach Süden ein Wechsel im petrographischen Charakter. Während nahe an der Moränenlandschaft grobe Schotter mit zahlreichen kleinen Geschieben und selbst vereinzelten, grösseren Blöcken vorherrschen, tritt, je weiter man nach Süden kommt, das grandige Element um so mehr zurück, wird der Sand um so feiner und gleichkörniger, bis er in den oben erwähnten Thälern vom echten Thalsande nicht mehr unterschieden werden kann. Nur in diesen südlichen Theilen treten auch Dünen in grösserem Umfange auf, während dieselben in der Moränenlandschaft und in den Schottergebieten fast ganz fehlen. Ich möchte nicht unterlassen, bei dieser Gelegenheit zu erwähnen, dass ich auf der hinterpommerschen Seenplatte bisher noch nicht ein einziges Kantengeschiebe gefunden habe, in einem Gebiete also, in welchem die Gletscher der Diluvialzeit alle möglichen Thätigkeiten entfaltet haben. Es spricht das wenig für Mitwirkung des Eises, sehr für die des Windes bei ihrer Bildung.

Nur an wenigen Stellen begegnet man in der Haidesandlandschaft anderen Bildungen, als den Sanden und Schottern des Oberen Diluviums. An den Rändern der Seen und Rinnen treten mehrfach unterdiluviale Sande und Geschiebemergel zu Tage, und

in künstlichen Aufschlüssen werden hier und da unter der Geschiebesanddecke lagernde, technisch nutzbare Ablagerungen gewonnen. Dahin gehören Thone, wie sie am Gramschsee, und Kalke, welche in der neuen Forst nördlich von Klein-Carzenburg, letztere in zahlreichen kleineren Gruben, ausgebeutet werden. Diese Süsswasserkalke liegen, wie die folgenden beiden Profile zeigen, entweder direct unter dem Geschiebesande oder sind von

Fig. 9 und 10. (1 : 1000.)

Geschiebegrand. Desgl. sehr steinig. Unterer Sand. Süsswasserkalk. Eisenschüssige Schicht. Lehmig steinige Schicht.

demselben durch geschichtete feine Sande des Unteren Diluviums getrennt. An der Basis der $^1/_2$—2 Meter mächtigen Kalklager finden sich undurchlässige lehmige, thonige und eisenschüssige Bildungen in dünnen Lagen, die zum Theil der Eisenschale im Liegenden grosser Thonlager entsprechen. Der Kalk ist staubfein, von heller weisser oder gelblicher Farbe und enthält 50—80 pCt. kohlensauren Kalkes. Organische Reste konnten darin ebenso wenig wie

in anderen unterdiluvialen Bildungen des Höhenrückens nachgewiesen werden.

Parallel der Grenze der Moränenlandschaft mit dem Haidesandgebiete, in geringem Abstande von ersterer, verläuft auf der Strecke zwischen Sulleczyn und Neustettin die Grenze zwischen Pommern und Westpreussen. Heute nur eine Verwaltungsgrenze hatte sie bis zum Jahre 1772 eine hohe Bedeutung als Ostgrenze Deutschlands gegen das Polenreich. Es ist sicher kein Zufall, dass die Grenze zweier, durch Jahrhunderte feindlicher Völker mit dem Nordrande der Haidesandlandschaft zusammenfiel. War doch dieser breite Streifen öden, man könnte fast sagen wüsten Landes eine von der Natur gebotene, neutrale Grenzzone zweier feindlicher Nationen. Noch heute ist, wenigstens östlich von Baldenburg die Bevölkerung nördlich des Endmoränenzuges überwiegend protestantisch, südlich davon katholisch und stark mit polnischen Elementen durchsetzt.

Sehr charakteristisch ist der Unterschied in der Besiedelung beider Zonen. Da im Haidesandgebiete die Wiesen, wie im Allgemeinen in ganz Norddeutschland, in grösseren, zusammenhängenden Flächen aufzutreten pflegen, so ist hier die Besiedelungsform zumeist das geschlossene Dorf, von dem aus jeder einzelne Besitzer nach Feld und Wiese gleichen Weg hat. Anders liegen die Verhältnisse in der benachbarten Moränenlandschaft; der stete und kurze Wechsel von Acker, Wasser und Moorflächen, welche letzteren dem Besitzer durch ihren Torfreichthum den Wald, durch ihre Vegetation die Wiese ersetzen müssen, liess die Einzel-Besiedelung des Landes als das Zweckmässigere erscheinen. So kommt es, dass trotz relativ starker Bevölkerung die Dörfer dünn gesäet sind, die einzelnen Gemeinden aber eine grosse Fläche bewirthschaften und eine starke Bevölkerung zeigen, indem nämlich, über das ganze Gebiet hin zerstreut, zahllose einzelne Güter und Gehöfte, sogenannte Ausbaue, sich finden. Da dieselben meist ihren eigenen Namen haben, so vermag eine Karte, die dieselben sämmtlich enthält, ausschliesslich durch deren Häufung die räumliche Verbreitung einer auch geognostisch gut charakterisirten Landschaftsform anzuzeigen.

Ich habe bereits oben bemerkt, dass die Seenplatte im Allgemeinen die Wasserscheide zwischen den zur Ostsee entwässernden Küstenflüssen und den zahlreichen kleinen Flüssen bildet, die ihre Gewässer nach Süden zur Weichsel, Warthe und Netze entsenden. Betrachtet man aber diese hydrographischen Verhältnisse genauer und versucht man auf einer Specialkarte, die Wasserscheide einzutragen, so stösst man auf grosse Schwierigkeiten und erkennt bald, dass man es hier oben nicht mit einer, sondern mit zwei Wasserscheiden zu thun hat. Diese beiden Linien berühren sich an manchen Stellen, bisweilen sogar in einer seenerfüllten Rinne, während sie an andern, und zwar den weitaus meisten, meilenweit auseinander gehen. Zwischen ihnen eingeschlossen liegt ein Gebiet, welches weder nach Norden noch nach Süden entwässert, sondern seine Abwässer in geschlossene Depressionen, in abflusslose Seen und Sümpfe entsendet. Derartige Flächen treten inselartig auch im Stromgebiete der Küstenflüsse und der südwärts ziehenden Gewässer auf; ich werde an anderer Stelle versuchen, ein Kartenbild von dieser eigenthümlichen Erscheinung zu geben. Die Wasserscheiden halten sich nicht streng an die beiden Zonen der Moränenlandschaft und des Haidesandgebietes, sondern bald greifen die Ostseegewässer nach Süden in das Haidesandgebiet ein, wie der Camenzfluss, Stiednitzfluss und die Persante, bald die anderen Flüsse nach Norden über die Endmoräne hinweg, wie die Quellgewässer der Brahe und Drage. In dem abflusslosen Gebiete sammeln sich die atmosphärischen Wasser in ungezählten, grossen und kleinen Bodensenken. Der Wasserstand derselben ist naturgemäss ein schwankender und resultirt selbstverständlich aus dem gegenseitigen Verhältniss von Verdunstung und Zufuhr. In dem Lehmgebiet, ist bei dem undurchlässigen Untergrunde ein anderes Entweichen der Wasser als durch Verdunstung sehr unbedeutend; dafür spricht auch die so sehr verschiedene Höhenlage nahe bei einander gelegener Seen und Sümpfe. Im Haidesandgebiete aber ist es möglich, dass eine Art unterirdischen Grundwasserstromes, der Oberflächen-Neigung dieser Zone nach Süden folgend, als natürlicher Regulator des Wasserstandes dieser Seen functionirt.

Die nicht sehr zahlreichen Thäler, welche die Moränenland-

schaft von Süd nach Nord durchziehen, haben, so weit ich sie näher kennen zu lernen Gelegenheit hatte, einen durchaus verschiedenen Charakter. Die Persante, deren Ursprung in einem heute mit Kalkschlamm ausgefüllten See westlich von Neustettin zu suchen ist, fliesst zuerst mit geringem Gefälle durch eine Anzahl Moore; dann durchbricht sie die Moränenlandschaft an deren jetzt schmalster Stelle in einer mehrere Kilometer langen, tiefen Erosionsschlucht, an deren beiden Gehängen eine ganze Anzahl Glieder des Unteren Diluviums zu Tage treten. Nach dem Austritt aus der Schlucht breitet sich das Thal breit trichterförmig aus. Auf dieser Abrasionsfläche treten die widerstandsfähigen Geschiebemergel des Unteren Diluviums und zwischen denselben aufgeschüttete Thalsande und Schotter auf. (Fig. 11.)

Das umstehende Profil von den oberdiluvialen Höhen bei Raffenberg über Gramenz durch das erweiterte Persantethal gelegt, zeigt, dass jene Schichten des Unteren Diluviums, die in der Persanteschlucht dicht über einander auftreten, hier auf eine grosse Fläche vertheilt einzeln nach einander zu Tage treten.

Ganz anders verhält sich das Gotzelthal, dessen Ursprung mitten in die Moränenlandschaft südlich von Bublitz fällt. Wie das Profil (Fig. 12) durch den oberen Theil desselben zeigt, ist dasselbe älter als das Obere Diluvium, da der Geschiebemergel desselben sowohl die Flanken der Mulde überkleidet, als auch im Tiefsten derselben inselartig zu Tage tritt. Nördlich der Stadt dagegen wird das Thal zum reinen Erosionsthale, so dass, wie das Profil (Fig. 13) zeigt, auch hier wieder die ganze Schichtenfolge des Diluviums in den einzelnen terrassenartigen Absätzen an die Oberfläche gelangt. Dass der ausgeprägte Muldenbau im oberen Theile des Gotzelthales bereits in tiefen Schichten des Unteren Diluviums ausgedrückt ist, dafür spricht ein ganz besonderer Umstand. In der Stadt Bublitz sind nämlich an mehreren Punkten in Tiefen von 40—56 Meter unter der Oberfläche sehr stark ausfliessende Wasser erbohrt worden; dieselben geben Zeugniss von dem Vorhandensein einer unterirdischen Mulde unter der tiefliegenden Stadt, deren unterdiluviale Glieder nach Osten hin stärker als das heutige Terrain ansteigen müssen. Wenigstens hat

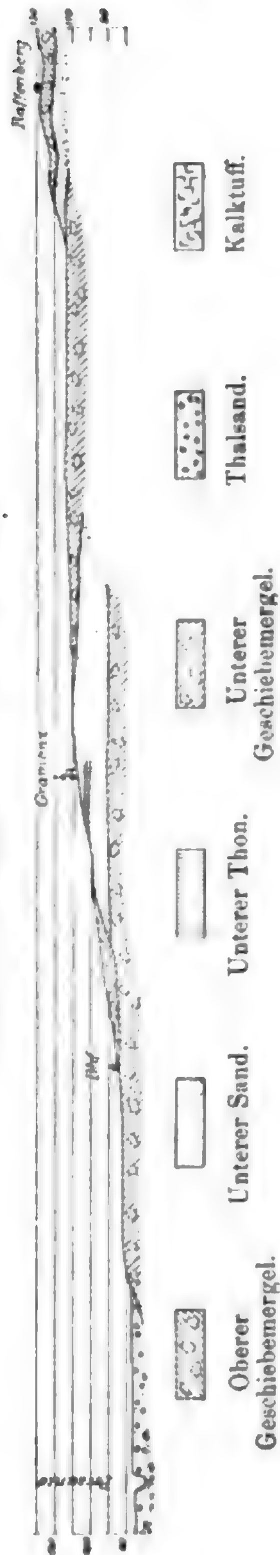


Fig. 11. (Länge 1:25000. Höhe 1:5000.)



Fig. 12. (Länge 1:12500. Höhe 1:5000.)

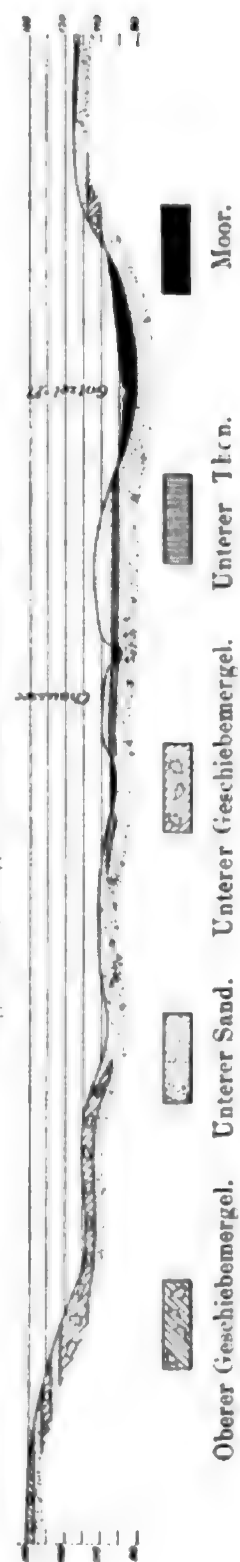


Fig. 13. (Länge 1:12500. Höhe 1:5000.)

das östlichste der Bohrlöcher die wasserführende Schicht in geringster, das westlichste sie in grösster Tiefe getroffen.

Noch anders ist das Verhalten des vom Kalkbache durchflossenen Thales zwischen Drawehn und Mühlenkamp. Auch dieses Thal ist Erosionsthal; dabei ist es aber auffällig, dass an der östlichen Thalseite der Geschiebemergel bis fast zum Wiesenniveau sich hinabzieht, während die westliche von oben bis unten aus Bildungen des Unteren Diluviums besteht. Fast macht es den Eindruck, als wäre nach der Ausfurchung dieses Thalzuges noch einmal von Osten her ein Vorrücken des Eises über die Ostseite des Thales und damit verbundener Absatz der Grundmoräne erfolgt, als hätte aber das Eis nicht mehr die genügende Stärke besessen, auch den westlichen Thalrand noch zu überschreiten.

Zu den auffälligsten Erscheinungen in den Thälern der Moränenlandschaft gehören die ausgedehnten und mächtigen Kalktuffablagerungen, die man hier und da an ihren Gehängen antrifft. Dieselben ziehen sich oft aus einer Höhe von 15—20 Metern über der Thalsohle bis zu dieser herunter, sind parallel dem Gehänge in dickere und dünnere Bänke geschichtet und enthalten bisweilen Einlagerungen von moorigen Bildungen. Der poröse helle, gelbliche oder dunkelbraune Kalktuff, der in seinem Aeusseren völlig mit den gleichen Bildungen Thüringens übereinstimmt, zeichnet sich durch ausserordentliche Reinheit aus. Mehrere Proben zeigten einen Gehalt an kohlensaurem Kalke von 93—96 pCt., also weit mehr als die kalkreichsten Wiesenkalke. Der Kalktuff ist stellenweise reich an organischen Resten, er enthält zahlreiche Moose, Rohrstengel und andere unkenntliche pflanzliche Reste eingeschlossen; oft ist er reich an Conchylienschalen, die alle noch heute in nächster Nähe lebenden Arten angehören. Dieser Kalktuff ist von Quellen abgesetzt, die mit grossem Wasserreichthume an den Gehängen der Thäler hervorbrechen. Ihren Gehalt an gelöstem kohlensaurem Kalke und Eisenoxydul verlieren sie grösstentheils, sobald sie bei ihrem raschen Laufe den Abhang hinunter

mit der atmosphärischen Luft in innige Berührung treten, und setzen ihn auf den Pflanzen ab, die diese dauernd überrieselten Gehänge bekleiden. Ein Rest des Kalkes bleibt in Lösung und wird mit in's Thal hinuntergeführt, wo er in mehr oder weniger stagnirendem Wasser durch die Thätigkeit kalkabscheidender Pflanzen und Thiere als schlammiger weisser Wiesenkalk ausgefällt wird. So kommt es, dass in den Wiesen, die an kalktuffbedeckte Thalgehänge angrenzen, gewöhnlich in grösseren Lagern oder in einzelnen Nestern Wiesenkalke, Wiesenmergel oder Moormergel sich finden. Die Mächtigkeit dieser Gehängebildungen kann auf 5—6 Meter steigen. Sie wurden beobachtet am Gehänge des Kalkbachthales im Mühlenkamper Kalkholze und weiter nördlich an den Thalgehängen bis nahe an Sydow; im Gotzelthale unterhalb Neuhof in einem so stark geneigten Gebiete, dass der aus den starken Quellen entstehende Bach in einem richtigen Wasserfalle über die Kalktuffbänke hinwegstürzt; nördlich von Bublitz bei Goldbeck in mehreren seitlichen Buchten des Gotzelthales; am Rande des Persantethales bei Gramenz; dort sind die Chaussee und die Eisenbahn bis auf 5 Meter Tiefe in die ziemlich lockeren Gehängekalke eingeschnitten. Letztere sind hier von noch heute ausströmenden Quellen abgesetzt, die aus einem zwischen zwei unteren Geschiebemergelbänken eingeschalteten Sande zu Tage treten (siehe das Profil No. 11). Die heilkräftigen Quellen des vielbesuchten Bades Polzin in der »pommerschen Schweiz« sind nichts anderes, als solche, Eisenocker und Kalktuff absetzende Wasser, die ihren Mineralgehalt aus den oberen Schichten der Moränenlandschaft ausgelaugt haben. Von andern Orten, so von Bütow und von Reinfeld bei Schivelbein beschreibt von dem Borne in seinem Eingangs citirten Aufsatze ähnliche Vorkommnisse.

Die volle Mächtigkeit des Diluviums ist in der Moränenlandschaft noch nicht ermittelt worden, doch lassen eine Anzahl von Bohrungen schliessen, dass dieselbe eine recht beträchtliche ist.

So theilt von dem Borne die Resultate einer Bohrung mit, die man in der thörichten Hoffnung, Steinsalz zu erbohren, bei Per-

sanzig, westlich von Neustettin, am Südrande der Moränenlandschaft niedergebracht hat. Bis zu einer Tiefe von 96 Metern unter der Oberfläche, 49 Meter über dem Meeresspiegel wurden hier wechsellagernde Sande, Grande, Thone und Geschiebemergel des Unteren Diluvium angetroffen. Weiter nach Norden stehen in der Stadt Bublitz eine Reihe von Bohrungen auf 40—56 Meter Tiefe, bis 53 Meter ü. M., im Diluvium, welches ausschliesslich aus Unterem Sand und Grand mit eingelagerten Geschiebemergelbänken besteht.

Ein weiteres Bohrloch steht am Nordrande der Moränenlandschaft bei Zeblin am Rande des tief eingeschnittenen Raddüethales. Die erbohrte Schichtenfolge war die gleiche, wie in Bublitz, die Tiefe, bis zu welcher das Diluvium durch die Bohrung aufgeschlossen wurde, betrug 83 Meter und reichte bis zu 76 Meter ü. M.

Auch in den Thälern fanden sich nirgends Spuren von zu Tage tretenden Tertiärbildungen, die jedenfalls das nächste Liegende des Diluviums in diesem Gebiete bilden, wie überhaupt im ganzen grossen Umfange der Moränenlandschaft nirgends[1]) ein Punkt anstehenden Tertiärs bekannt geworden ist, mit Ausnahme des Abfalls gegen die Weichselniederung bei Danzig. Dies alles zusammengenommen spricht offenbar für eine ganz ungewöhnliche Mächtigkeit der Diluvialbildungen und macht das Vorhandensein eines beträchtlich aufragenden Kernes von älterem Gebirge unter dem Höhenrücken sehr problematisch.

Die auffälligste Eigenthümlichkeit des baltischen Höhenrückens, der er seinen Namen »Seenplatte« verdankt, besteht in seinem Reichthume an Seen. Sie allein sind es, die der zu ihm gehörigen Haidesandlandschaft einige freundliche Reize verleihen. In geognostischer Beziehung sind mit den Seen auf das engste die Moore verknüpft, da dieselben sämmtlich, wenigstens soweit sie in geschlossenen Becken liegen, ursprünglich Seen waren. Ein wie falsches Bild von Form und Grösse der ursprünglichen Seen man

[1]) Ganz kürzlich fand ich Septarienthon und oberoligocäne Sande in einer Ziegeleigrube unmittelbar bei Soldin anstehend.

unter Nichtberücksichtigung dieses Umstandes gewinnen würde, lehrt die folgende Skizze (Fig. 14), die dem Gebiete der Moränenlandschaft zwischen Neustettin und Bublitz entnommen ist:

Fig. 14. (1 : 50000.)



In derselben ist das feste Land (einschliesslich einer Anzahl kleiner darin gelegener Moore) mit Schraffur versehen, während der weisse Grund den alten See bezeichnet. Punktirte Linien geben den Umfang von acht kleineren Seen an, die den heutigen

spärlichen Rest des grossen, alten Wasserbeckens bilden. Wie einfach und schlicht sind die Umrisse dieser heutigen kleinen Seen, wenn man sie mit dem insel- und buchtenreichen ursprünglichen See vergleicht! Hat derselbe doch bei einer grössten Ausdehnung von 9 Kilometer ungefähr 100 Kilometer Uferlinie besessen, einschliesslich der 30 in ihm liegenden Inseln! Heute sieht man an Stelle des grössten Theiles dieses alten Sees ausgedehnte, zum Theil schwimmende Moore, deren Betreten stellenweise mit Gefahr verknüpft ist (Baggermösse, Briesen'sche Mösse). Um eine Vorstellung von der gewaltigen Zahl der in der normal entwickelten Moränenlandschaft vorhandenen, ursprünglich wassergefüllten Bodensenken zu geben, führe ich an, dass in vielen Gebieten die Zahl derselben auf einer Quadratmeile 4—600 beträgt.

Die Seen gehören ihrer Form, noch mehr aber dem Relief ihres Untergrundes nach 3 gut unterscheidbaren Typen an.

1. Grundmoränen-Seen im Sinne WAHNSCHAFFE's[1]). Das Charakteristische ihrer Lage besteht in ihrem Auftreten in rings geschlossenen Becken, die keinen oder höchstens einen von Menschenhand geschaffenen Abfluss haben, ferner, wenigstens bei den grösseren derselben, in der complicirten Gestaltung der Ufer durch Buchten, die oft selbst wieder verzweigt sind und in den Inseln, die dem Spiegel dieser Seen entragen. Nicht weniger bezeichnend ist die Form ihres Untergrundes, welcher den Typus der Moränenlandschaft auf das deutlichste ausgeprägt zeigt. Diese Seen sind heute nicht mehr häufig, bilden aber ursprünglich weitaus die Mehrzahl. Ihre geschlossene Lage macht sie offenbar für den Vertorfungsprocess besonders geeignet, so dass wir, wie beispielsweise besonders schön bei dem oben beschriebenen alten See nordwestlich von Neustettin, an ihrer Stelle heute fast überall Moore erblicken. Ein sehr schönes Beispiel eines solchen Moränensees ist der Dratzig-See sowie der Papenzin-See, von dem ich weiter unten ein Kartenbild gebe (Fig. 15). Diese Art Seen ist auf die Moränenlandschaft beschränkt.

[1]) F. WAHNSCHAFFE, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Dieses Jahrb. für 1887. Berlin 1888, S. 161.

2. Rinnenseen. Dieselben sind ausgezeichnet durch eine langgestreckte Form; sie liegen einzeln oder perlschnurartig aneinandergereiht in Rinnen, die entweder beiderseits geschlossen sind, wie das Rinnensystem der Pinnowseen (Fig. 17), oder in einem ausgebildeten Thalzuge liegen, wie der Tessenthin- und Labes-See (Fig. 20). In ihrem Untergrunde stellen alle diese Seen einfache Mulden dar, in denen der tiefste Punkt zumeist in der Mitte liegt. Die von Ule in seinem Aufsatze[1]) über die Masurischen Seen betonte Abhängigkeit der Gestalt des Seegrundes von derjenigen der Ufergehänge ist vielen Ausnahmen unterworfen. Die prägnanteste derselben, die mir bei meinen Untersuchungen aufgestossen ist, stellt der Stepener Mühlensee dar (s. unten Fig. 22 und 23). Dieser Seentypus ist sowohl in der Moränenlandschaft wie im Haidesandgebiete vertreten. Während er aber in der ersteren gegenüber den Moränenseen (einschliesslich der Moore) zurücktritt, überwiegt er weitaus im letzteren, da neben ihm nur noch einige Seen des 3. Typus sich finden.

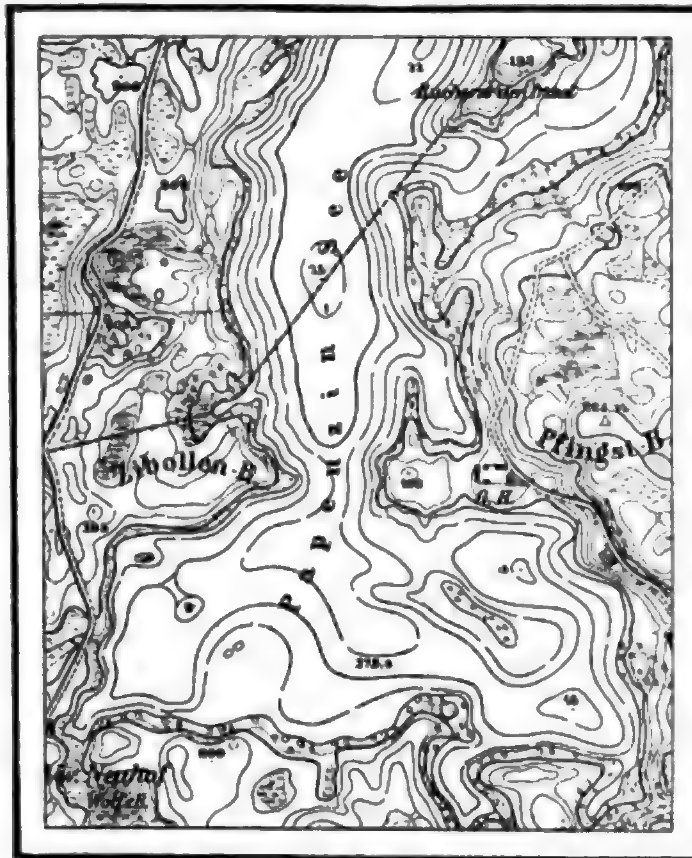
3. Beckenseen. Diese dritte Art von Seen, die ich als Beckenseen bezeichnen will, besitzt sehr einfache Umrisse, ohne tief einschneidende oder weit verzweigte Buchten und einen Untergrund, welcher im Verhältniss zur Grösse des Sees ein ganz flaches Becken darstellt. Als einen Typus dieser Seen kann man den Vilmsee bei Neustettin und den Virchow-See bei Wurchow (Fig. 24) anführen, beide im Sandgebiete, aber nahe dem Rande der Moränenlandschaft.

Man kann zu einer klaren Vorstellung über die baltischen Seen nur gelangen, wenn man genau das Relief ihres Untergrundes kennt, eine Kenntniss, die nur durch eine grosse Reihe von Ablothungen zu erlangen ist. Ich habe es mir deshalb angelegen sein lassen, selbst oder unter Hülfeleistung der unter meiner Leitung bei den Aufnahmearbeiten thätigen Kulturtechniker, Herren Pohlitz, Burck und Baldus, eine Reihe von Seen meines Aufnahmegebietes so genau abzupeilen, dass ich ein Bild des Untergrundes mit Hülfe von fünfmetrigen Tiefencurven zu geben im Stande war. Ich gebe im Folgenden eine

[1]) Dieses Jahrb. für 1889, Berlin 1890.

Anzahl derartige Seenbilder in Ausschnitten aus der Generalstabskarte 1 : 25000 (nur der Virchow-See ist seiner Grösse wegen auf 1 : 50000 reducirt), aus welchen in Folge dessen zugleich die Gestalt des den See umgebenden Geländes abgelesen werden kann. Die Tiefenlinien sind auf den Seespiegel bezogen und schliessen sich in Folge dessen nicht an die Höhenlinien des Landes an. Die tiefsten Punkte eines jeden Sees sind mit rückwärts liegender Zahl an der betreffenden Stelle eingetragen, während die andere stehende Zahl die Höhe des Sees über dem Meeresspiegel angiebt. Ich beginne mit dem bereits oben angeführten Papenzin-See.

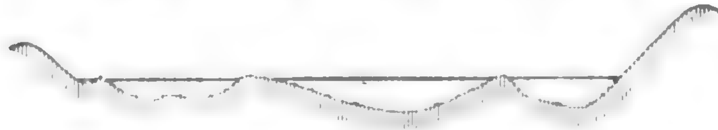
Fig. 15. (1 : 25000.)



Das Bild zeigt sehr deutlich den unregelmässig bewegten Seegrund im südlichen Theile des Beckens, mit mehreren Inseln, einer Bucht und zwei kesselartigen, tiefen Löchern im östlichen

Theile des Sees. Geschiebelehm reicht auf allen Seiten bis zum Spiegel des Sees hinunter und aus Geschiebelehm bestehen die beiden grösseren Inseln, während die kleineren eine dichte Steinpackung zeigen, die offenbar als ein Auswaschungsrückstand desselben zu betrachten ist. Nach Angaben der Fischer soll der Seegrund in allen Theilen ausserordentlich steinig sein. Der nach Norden folgende Theil des Sees besitzt mehr einen Rinnencharakter, bis endlich im nördlichsten Theile unserer Skizze durch den herausragenden Werder, auf dessen westlicher Seite zugleich die grösste ermittelte Tiefe sich findet, wieder eine doppelte Muldung mit einem beträchtlich aufragenden Rücken dazwischen herbeigeführt wird. Besser als alle Worte zeigt die Aehnlichkeit des Seegrundes mit der Moränenlandschaft ein Profil durch den südlichen Theil des Sees von Ost nach West, wie es die folgende Skizze bietet.

Fig. 16. (Länge 1 : 25000. Höhe 1 : 5000.)



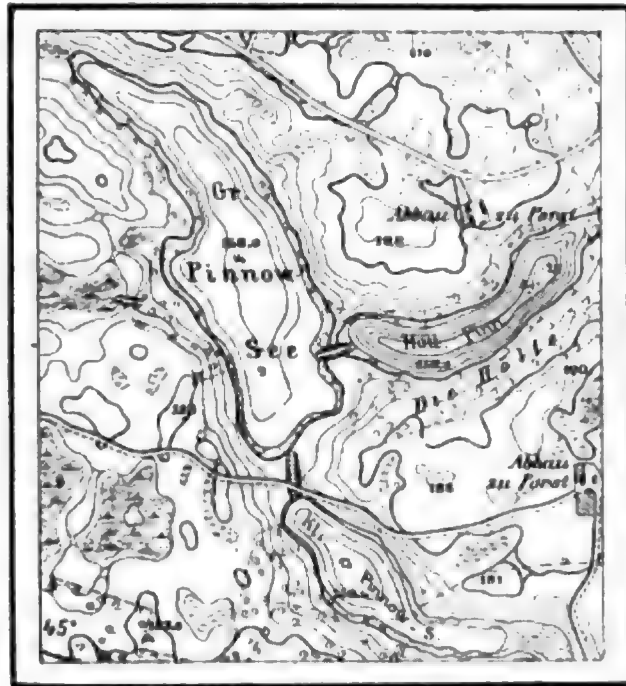
Unter den Rinnenseen der Moränenlandschaft gehören zu den auffälligsten die am äusseren Rande derselben gelegenen 4 Pinnowseen, von denen die 3 westlichen auf dem folgenden Kärtchen (Fig. 17) dargestellt sind.

Dieselben liegen in einer im südlichen Theile des grossen Pinnow-Sees sich gabelnden Rinne. Der südliche Arm schliesst sich bereits kurz östlich vom kleinen Pinnow-See, während der nördliche sich bis in die Nähe von Kl. Carzenburg fortsetzt und neben dem Höllen-Pinnow-See noch weiter östlich einen auf unserer Karte nicht mehr sichtbaren See, den Pinnow-See, sowie ganz am Ende der Rinne ein tiefes kesselartiges Loch, die Pinnow-Kuhle[1]), enthält. Auch nach der Moränenlandschaft zu ist die Rinne des Grossen Pinnow-Sees vollkommen geschlossen und steht

[1]) Pommerscher Fundort für *Nuphar pumilum*.

mit den Seen bei Porst heute in keinerlei Zusammenhang. Auch bei diesen Seen zieht sich der Geschiebelehm an den steilen Gehängen bis zum Ufer herunter, vielleicht sogar unter den Seen hindurch.

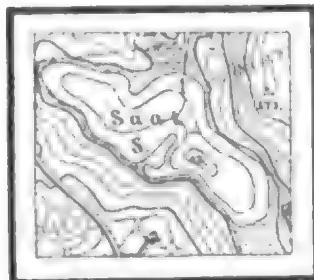
Fig. 17. (1 : 25000.)



Auffallend ist der grosse Unterschied in der Tiefe dieser Seen, da der kleinste und schmalste derselben 27 Meter, der grösste nur die Hälfte dieser Tiefe besitzt.

Mit Abfluss versehen sind die in den beiden folgenden Skizzen gegebenen Seen,

Fig. 18. (1 : 25000.)



der Saat-See zwischen Drawehn und Gr. Carzenburg, der sich durch den Kalkreichthum in seinem Untergrunde auszeichnet, sowie der flache, moorige Lüters-See,

Fig. 19. (1 : 25000.)



ein Rest des in Fig. 14 dargestellten, alten, grossen Sees.

Die nunmehr folgenden Seen liegen sämmtlich im Haidesandgebiete und zwar im Stromgebiete des Küddowflusses. Zur östlichsten Gruppe gehören die in Fig. 20 dargestellten beiden Seen nördlich von Baldenburg, der Tessenthin- und Labes-See. Beide sind mit einander durch eine alluviale Rinne verbunden. Die ursprünglich doppelte Verbindung ist klar ausgedrückt durch den Rücken, der den nördlichen Theil des Labes-Sees in zwei Mulden scheidet, und durch ein nördlich von der einen derselben liegendes altes Thal, welches etwa 5 Meter über dem Spiegel des Tessenthin-Sees liegt. An letzterem ist ganz besonders schön die Abhängigkeit der Formen des Seeuntergrundes von denjenigen der Gehänge zu erkennen. Fig. 21 giebt ein Profil durch den tiefsten Theil des Sees.

Zwischen sandigen Ufern von geringer Erhebung liegen der Gr. Damen-See und der Stepener Mühlensee. (Fig. 22.)

Fig. 20. (1 : 25000.)

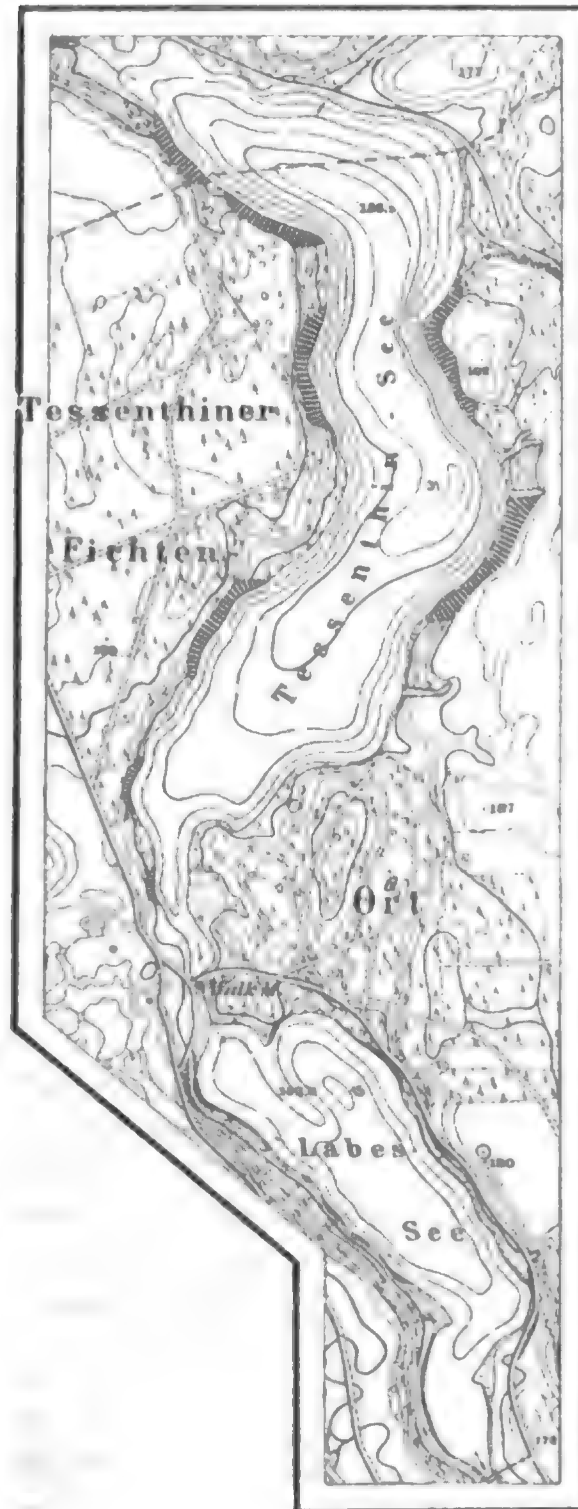
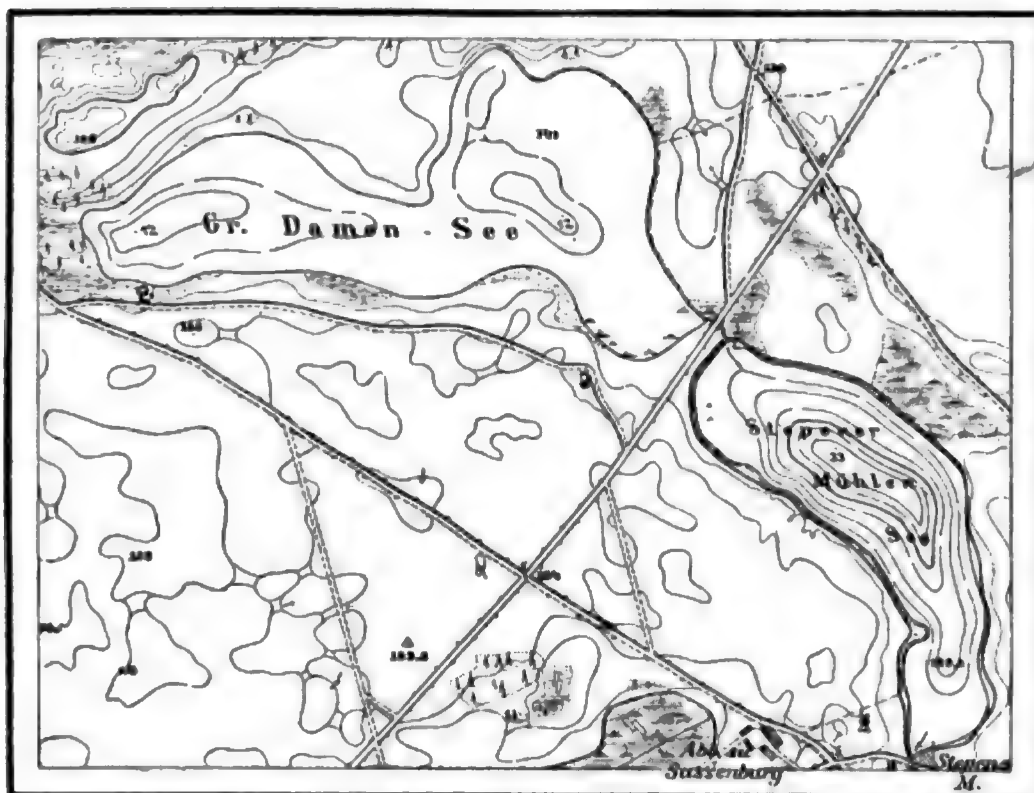


Fig. 21. (Länge 1 : 25 000. Höhe 1 : 5000.)

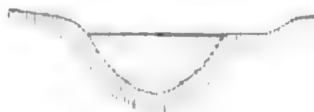


Fig 22. (1 : 25 000.)



Sie sind, wie die eingeschriebenen Curven zeigen, von recht verschiedener Tiefe, und ganz besonders bei dem Stepener Mühlensee muss man mit Rücksicht auf die niedrigen Ufer über die ungewöhnliche Tiefe erstaunt sein. Ein Querprofil durch den tiefsten Theil des letzteren giebt Fig. 23.

Fig. 23. (Länge 1 : 25 000. Höhe 1 : 5000.)



Den letzten der dargestellten Rinnenseen, den Gr. Stüdnitz-See gebe ich in 1 : 50000 zusammen mit dem ihm benachbarten ausgedehnten Becken des Virchow-Sees.

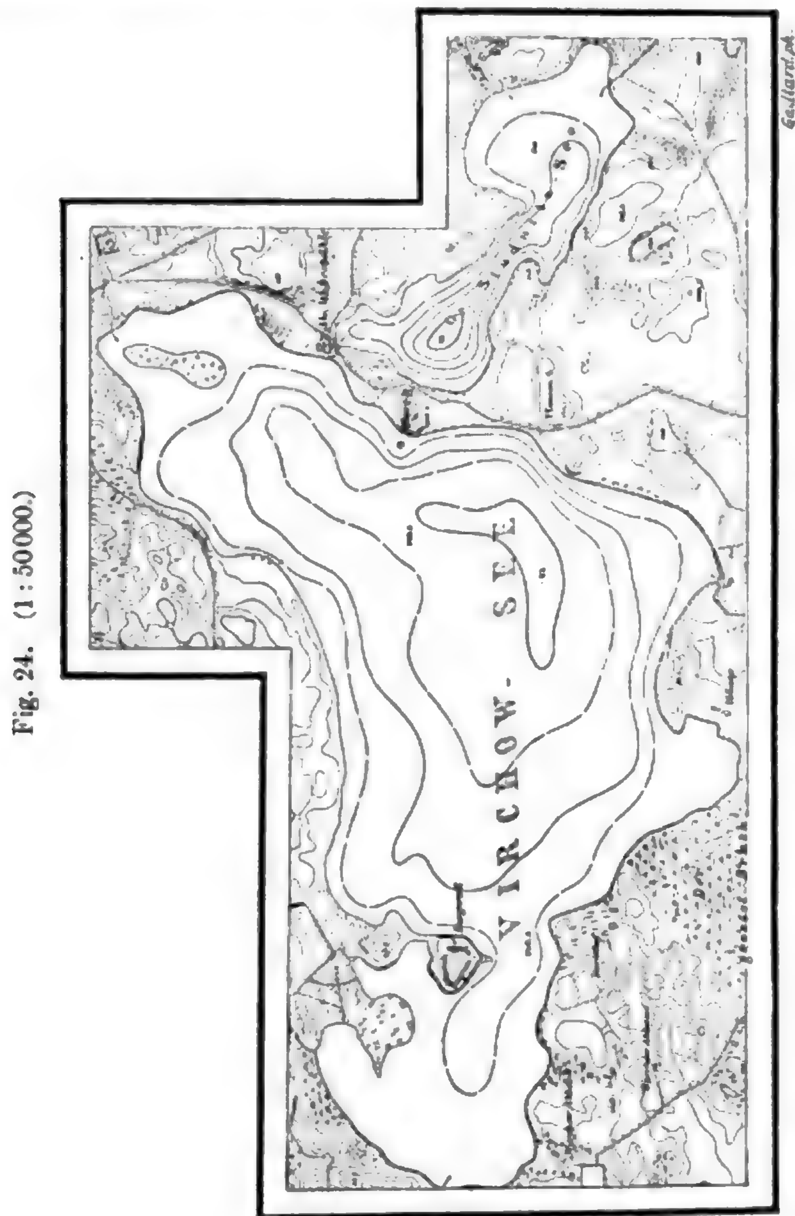


Fig. 24. (1 : 50000.)

Ein ausgezeichneter Vertreter des Typus der Rinnenseen in diesem Gebiete ist der über 2 Meilen lange Dolgen-See, der bisher nur in seiner Nordhälfte untersucht ist. 14 Meter ist seine grösste bislang gefundene Tiefe.

Im Folgenden gebe ich eine Zusammenstellung der gefundenen grössten Tiefen in 27 Seen der Neustettin-Bublitzer Gegend:

1.	Stepener Mühlensee . . .	33	Meter	
2.	Papenzin-See	32	»	[1]
3.	Tessenthin-See	31	»	
4.	Höllen-Pinnow-See . . .	27	»	
5.	Gr. Stüdnitz-See	23	»	
6.	Virchow-See	22	»	
7.	Labes-See	15	»	
8.	Dolgen-See	14	»	[2]
9.	Gr. Pinnow-See	14	»	
10.	Kl. Pinnow-See	13	»	
11.	Gr. Klewe-See	12	»	[3]
12.	Gr. Damen-See	12	»	
13.	Saat-See	12	»	
14.	Damerow-See bei Stepen .	9	»	
15.	Lüters-See	8	»	
16.	Dorf-See bei Sparsee . .	5,5	»	
17.	Priebs-See	4	»	
18.	Gr. Schmaunz-See . . .	4	»	
19.	Kl. » » . . .	4	»	
20.	Camp-See	4	»	
21.	Schwarz-See westl. Stepen .	4	»	
22.	Dorf-See bei Stepen . . .	4	»	
23.	Küter-See südl. Stepen . .	3,5	»	
24.	Lanken-See	3,5	«	
25.	Scharpen-See	2,5	»	
26.	Wurchower Dorf-See . .	2,1	»	
27.	Plötschen-See	1,5	»	

Die Entstehung der Moore aus den Seen lässt sich in allen Stadien verfolgen, da noch heute dieser Entwickelungsprocess in

[1] nur in der Südhälfte untersucht.
[2] nur in der Nordhälfte untersucht.
[3] nur in der Osthälfte untersucht.

allen seinen Stufen in der Natur sich abspielt, von dem festen, fast wasserlosen Moore bis zum schwimmenden Moosteppich mit offener Wasserblänke in der Mitte. Die Haupt- und Anfangsarbeit bei der Vertorfung führen schwimmende Moose, unterstützt durch andere Wasserpflanzen, aus. Sobald dieselben eine hinreichend dicke Decke gebildet haben, siedeln sich darauf andere dem Wasser entwachsende Moose an, die nun ihrerseits den Boden abgeben für solche höhere Pflanzen, die einen hohen Grad von Feuchtigkeit verlangen, *Menyanthes trifoliata*, *Carex*-Arten, *Eriophorum, Drosera rotundifolia, Vaccinium Oxycoccus, Andromeda poliifolia* u. a. In diesem Zustande ist das Moor noch immer schwimmend, seine Decke steigt und fällt mit dem Wasserspiegel. In besonders nassen Jahren sind derartige Moore von einer Wasserrinne von mehreren Metern Breite und wechselnder Tiefe eingeschlossen. Dieselbe entsteht dadurch, dass der Wasserspiegel ungewöhnlich steigt und eine grössere Fläche einnimmt, als vorher. Die mitsteigende Moordecke aber muss ihre Grösse beibehalten, und die Differenz beider Flächenräume ist ausgedrückt durch den das Moor umziehenden Wasserstreifen. Mit der Zeit wird dasselbe fester, es siedeln sich andere Sträucher, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium uliginosum*, *V. Myrtillus*, *V. Vitis Idaea* und *Ledum palustre* darauf an. Manchmal versuchen sogar in dem dichten Moosteppich, in welchem der Fuss bis zum Knie versinken kann, Kiefern ihr Dasein zu fristen, und bringen es dann, wie z. B. in der oben erwähnten Briesen'schen und Bagger-Mösse, nach 50jährigem Bemühen auf Stämme von 2 Meter Höhe und 3—5 Centimeter Durchmesser.

Wird das Moor durch Höherwachsen oder durch künstliche Vertiefung des Wasserspiegels noch trockener, so verschwinden allmählich die Moose und das Haidekraut und die verschiedenen Arten des Wollgrases besorgen nun in der Hauptsache das Geschäft der Torfbildung. Während der ältere im Wasser gebildete Theil der Moore aus nichts anderem als hellgefärbten, dicht verfilzten, in trockenem Zustande federleichten Moosmassen besteht, ist das jüngere, aus Haide und sauren Gräsern gebildete Moor darüber dunkel gefärbt und bedeutend schwerer. Uebrigens nehmen

auch reine Moostorfe eine dunklere Färbung an und liefern einen bedeutend compacteren Torf, wenn man dem Moore durch künstliche Abzapfung möglichst viel Wasser entzieht.

Ueber die Entstehung der Moränenlandschaft ist bereits eine ganze Reihe von Ansichten ausgesprochen, die Wahnschaffe übersichtlich zusammengestellt hat[1]). Er selbst hält die Formen der Moränenlandschaft bereits im Untergrunde, in den Sanden, die unter dem Oberen Geschiebelehm lagern, für vorgezeichnet und glaubt, dass dieses Sandgebiet seine complicirte Gestalt durch Wassererosion erlangt habe. Er beruft sich dabei auf die von mir selbst beschriebenen isländischen Sandr[2]). Indessen würden dieselben, mit einer Grundmoräne überkleidet, keineswegs ein der Moränenlandschaft ähnliches Bild ergeben. Auch müsste ja dann das Haidesandgebiet, in welchem die Schmelzwasser eine ausgedehnte Thätigkeit entfaltet haben, in seiner Oberflächenform mit der Moränenlandschaft gewisse Aehnlichkeiten besitzen, während ich oben grade auf den ausserordentlichen, landschaftlichen Gegensatz beider Gebiete aufmerksam machen musste. Zu einer andern Erklärung kommt man, wenn man folgende Umstände berücksichtigt:

1. dass die Moränenlandschaft auf verhältnissmässig hohe, ja die höchsten Theile des norddeutschen Flachlandes beschränkt ist und im Osten, d. h. in den Provinzen Pommern und Ost- und Westpreussen kaum unter 120 Meter Meereshöhe herabgeht, wohl aber bis zu mehr als 300 Metern ansteigt;

2. dass am Südrande und in der Mitte der Moränenlandschaft ausgedehnte Endmoränenzüge liegen, und

3. dass an dieselben nach Süden hin ausgedehnte Sandgebiete sich anschliessen.

Daraus geht zunächst mit Sicherheit das Eine hervor, dass hier zeitweilig, nach der Ausdehnung der Endmoränen zu schliessen, sogar für ziemlich beträchtliche Zeit, ein Stillstand des Eises statt hatte. Während, wie wohl allgemein angenommen wird, die aus-

[1]) Dieses Jahrb. für 1887, S. 150 f.

[2]) Vergleichende Beobachtg. u. s. w., dieses Jahrb. für 1883.

gedehnten ebenen Geschiebemergelgebiete nördlicher und südlicher gelegener Gegenden dafür sprechen, dass über sie hinweg der Eisrand beim Vorrücken und beim Rückzuge ziemlich schnell sich bewegte, muss er durch besondere Umstände innerhalb der Moränenlandschaft zum Stillstande gebracht worden sein. Der Grund dafür liegt auf der Hand, wenn man den oben unter 1 angeführten Punkt ins Auge fasst: die hohe Lage bedingte eine niedrigere, mittlere Jahrestemperatur, dadurch verminderte sich der Verlust durch Verdunstung und Abschmelzen, der Nachschub und der Verlust hielten einander annähernd die Wage, d. h. der Eisrand kam zum Stillstande. Eine einfache Betrachtung lehrt, dass dieser Stillstand nicht in die Periode des Vorrückens des Eises hineinfiel, sondern in die Zeit des Rückzuges gefallen sein muss. Denn ein im Vorrücken begriffenes mächtiges Binneneis muss, nachdem es vermöge seiner bedeutenden Mächtigkeit eine Höhe erreicht, die zurück liegende Niederung ausgefüllt hat, mit um so grösserer Leichtigkeit, ohne Aufenthalt, jenseit der Höhe wieder in tiefer gelegene Gebiete niedergehen können. Ein im Rückzuge begriffenes Eis aber findet auf der Höhe Bedingungen vor, die ihm so zu sagen noch eine Galgenfrist gewähren; nach Ablauf derselben muss es aber seinen Rückzug über die tiefer gelegenen rückwärtigen Gebiete, in unserem Falle über die Küstenzone, mit um so grösserer Schnelligkeit bewerkstelligen. Daraus erklärt sich leicht die so wenig bewegte Oberfläche dieser S. 152 von mir beschriebenen Zone.

Welche Wirkungen aber übt nun das Eis in der Periode des Stillstandes aus? Aus den Mittheilungen der dänischen Geologen über das grönländische Binneneis wissen wir, dass der Stillstand desselben niemals ein vollkommener ist, dass vielmehr fortdauernd der Eisrand durch grössere oder kleinere Oscillationen bald mehr, bald weniger in negativem oder positivem Sinne sich verschiebt. So können wir uns also vorstellen, dass auf der baltischen Seenplatte der Eisrand während eines langen Zeitraumes an den verschiedensten Stellen und zu wiederholten Malen gelegen hat, und dass nur durch die Endmoränen die Stellen eines längere Zeit dauernden, völligen Verharrens, durch die Gebiete der Geschiebe-

beschüttung diejenigen eines ausserordentlich langsamen Rückzuges angedeutet werden. Der fortdauernd dem Eisrande zugeführte Geschiebemergel wurde dabei ausgewaschen, das nicht transportirbare Material, d. h. die grossen und kleinen Steine, blieben am Eisrande liegen, das übrige wurde mehr oder weniger weit entfernt wieder abgelagert. Wir müssen annehmen, dass das Material, welches an der einen Stelle zu einer richtigen, aus einer Steinpackung bestehenden Endmoräne zusammengehäuft wurde, an den meisten andern auf eine Fläche von etwas grösserer Breite vertheilt wurde, so dass wir die Gebiete der Geschiebebeschüttung gewissermaassen als ausgebreitete Endmoränen zu bezeichnen haben. Aus dieser Annahme eines mit Oscillationen und mehrmaligem, fast völligem Stillstande des Eises verbundenen Aufenthaltes in der Periode des Rückzuges können wir in ungezwungener Weise eine ganze Reihe derjenigen Erscheinungen ableiten, die das eigenartige Aussehen der Moränenlandschaft bedingen. Wir wissen — auch wieder aus Grönland —, dass die Gebiete, die bei dem Rückzuge des Eises in einem Oscillationsgebiete eben eisfrei geworden sind, aussehen, als ob sie mit einem gewaltigen Pfluge bearbeitet wären [1]). Es beruht das auf der mehrfach beobachteten und beschriebenen aufstauchenden und zusammenfaltenden Thätigkeit des als einseitige Belastung wirkenden Eisrandes. Wiederholen sich derartige Einwirkungen auf den Untergrund während einer mehrmaligen Vorwärtsbewegung, so müssen sie sich summiren und der Landschaft jenes eigenartige Relief verleihen, welches wir unter dem Namen der Moränenlandschaft begreifen. Ich glaube, dass es nicht richtig ist, wie E. Geinitz [2]) und A. Jentzsch [3]) es gethan haben, mit grossen Wassermassen — sei es ausstrudelnd, sei es subglacial thätig — die Formen der Moränenlandschaft zu erklären. Diese Wassermassen hätten Wege sich zu bahnen gewusst, die wir in Form eines besser als das vorhandene geordneten Abfluss-

[1]) H. Rink, Das Binneneis Grönlands nach den neuesten dänischen Untersuchungen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 23, S. 418 f.

[2]) Fr. E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flussläufe Mecklenburgs, Güstrow 1886.

[3]) A. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glacial-Hypothese. Dieses Jahrb. für 1884, Berlin 1885, S. 519.

systemes sehen würden. Man kann es in der Moränenlandschaft deutlich sehen, wo gegen das Ende der Vergletscherung grosse Wassermassen thätig waren. Das war überall da der Fall, wo wir aus dem Lehm in das Sandgebiet tiefe Rinnen, moor- oder wassererfüllt, herausführen sehen. Wenn aber an zahlreichen Stellen des Eisrandes grosse Schmelzwasserströme demselben entflossen, so braucht das deswegen durchaus nicht überall der Fall gewesen zu sein. Ich glaube vielmehr, dass die Beobachtungen am Frederikshaabs Isblink in Südgrönland, welcher auf grosser Linie schmelzwasserfrei mit seinem Rande verharrt, indem der Nachschub vollkommen durch Verdunstung an der wärmeren Luft aufgezehrt wird[1]), den Schluss auf analoge Vorkommnisse am Rande des diluvialen Binneneises gestatten. Grosse Wassermengen müssen offenbar den Charakter der Moränenlandschaft, die abflusslosen Becken, zerstören, können also unmöglich denselben geschaffen haben. Wo grosse Schmelzwasserströme unter dem Eisrande hervortraten, da ist, wie z. B. in der Umgebung der Pinnowseen, (Fig. 17) der Charakter der Moränenlandschaft stark verwischt, die Menge der geschlossenen Depressionen wieder zerstört worden. Ich glaube demnach, dass das Charakteristische der Moränenlandschaft, ihr Reichthum an abflusslosen Becken, nicht sowohl ein Resultat erodirender Wasser, als vielmehr eine Aeusserung mehrfach summirter, mechanischer Arbeitsleistung des vorrückenden Eises auf seinem Untergrunde ist. Lagerungsstörungen in demselben, d. h. in den Unteren Sanden unter dem Geschiebelehm, vermag ich bei dem Mangel an Aufschlüssen und der Mächtigkeit des Oberen Diluvium als Stütze meiner Ansicht nicht anzuführen, wohl aber den Umstand, dass an den Rändern der Depressionen die Decke des Geschiebelehmes durchaus nicht schwächer ist als auf den Höhen, was doch der Fall sein müsste, wenn eine starke Erosion oder gar Evorsion alle diese Becken ausgearbeitet hätte.

Mit der Bekleidung der so umgestalteten Oberfläche mit der Grundmoräne, dem Geschiebelehm, war die Vorbedingung für

[1]) Meddelelser om Grønland, Bd. 1, Heft 1. H. Rink, l. c.

die Entstehung von Seen aus diesen Depressionen gegeben, indem durch die Undurchlässigkeit desselben ein schnelles Versickern des Wassers in tiefer liegende, trockene Schichten unmöglich gemacht wurde. Woher das Wasser dieser Seen stammt, ist eine leicht zu beantwortende Frage: jedes dieser Becken ist von einem bald grösseren, bald kleineren Gebiete umgeben, welches bei der allgemeinen Undurchlässigkeit des Untergrundes alle Niederschläge ihm zuführen muss. Dieser Zufuhr wirkt einmal die Verdunstung entgegen, dann auch der wohl nur als sehr gering zu veranschlagende Verlust durch Eindringen des Wassers in tiefere Schichten. Aus dem Wechsel des Verhältnisses zwischen Gewinn und Verlust resultirt die Grösse des jeweiligen Wasserspiegels der Seen, welcher, soweit nicht künstliche Eingriffe eingewirkt haben, in verschiedenen Jahren ein verschiedener ist.

Der Umfang dieser Seen musste natürlich vollkommen abhängig sein von Grösse und Gestalt der Depressionen und von höherer oder niedrigerer Lage desjenigen Punktes, an welchem das steigende Wasser zuerst einen Abfluss in ein anderes Becken oder in ein Fliesswassersystem finden konnte. Manche dieser Seen haben daher auch zeitweilige Abflüsse, wie der Kammin-See bei Breitenberg, der, in trockenen Jahren abflusslos, in nassen über eine niedrige Stelle seiner Umrandung hinweg einen Abfluss in das Raddüe-Thal besitzt.

In der oben ausgeführten Art denke ich mir alle Grundmoränenseen und aus denselben hervorgegangenen Moore entstanden. Eine riesenkesselartige Entstehung zahlreicher, kleiner, kesselartiger Pfuhle auf ebenen Mergelflächen will ich damit durchaus nicht in Abrede stellen. Die ausgedehnte Rolle, die Geinitz den ausstrudelnd wirkenden Schmelzwassern zuschreibt, vermag ich dagegen nicht anzuerkennen, wenigstens nicht für die Seen der hinterpommerschen Moränenlandschaft.

Was nun die Entstehung der in Rinnen liegenden Seen, des zweiten der von mir beschriebenen Seentypen, betrifft, so herrscht wohl kein Zweifel darüber, dass die von ihnen ausgefüllten Vertiefungen durch nach Süden strömende Schmelzwässer des Eises ausgewaschen sind. Wo diese Rinnen jetzt noch zu einem nor-

mal entwickelten Fliesswassersystem gehören, kann darüber gar kein Zweifel sein. Viele dieser Rinnen sind aber heute nur in Stücken vorhanden, aus ihrem ursprünglichen Zusammenhange bis zur völligen Unkenntlichkeit desselben losgelöst. Diese Erscheinung lässt sich in der Weise erklären: jedenfalls sind die Rinnen ursprünglich alle vollkommen ausgebildet gewesen, aber nicht neben, sondern nach einander, und bei den im Vorlande der Gletscher so häufigen Stromverlegungen theilweise wieder zugeschüttet worden, so dass nur die jüngsten dieser Rinnen bis heute geblieben sind. Ich habe an anderer Stelle derartige Strombettverlegungen und dadurch bewirkte Zuschüttung und Abschnürung älterer Rinnen an Beispielen aus heute vergletscherten Gebieten geschildert[1]), welche den besten Beweis dafür liefern, dass bei der weit grossartigeren Vergletscherung Norddeutschlands derartige Erscheinungen, noch dazu bei den auf dem Höhenrücken gebotenen Gefällverhältnissen, sich noch in viel hervorragenderer Weise müssen geltend gemacht haben.

Ueber die Entstehung der Beckenseen des Sandgebietes habe ich ein abschliessendes Urtheil noch nicht gewonnen.

Von hervorragender Beweiskraft für die Natur der Moränenlandschaft als eines Gebietes des Stillstandes resp. häufiger Oscillationen beim Rückzuge des Eises ist die auf viele Meilen entlang ihres Südrandes von mir festgestellte Haidesandfläche. Dieselbe ist ein genaues und typisches Aequivalent zu den von mir beschriebenen »Sandr« vor den grossen Gletschergebieten der Insel Island und spricht auf das Klarste für die Richtigkeit meiner Auffassung. Hier der lange, schmale Endmoränenzug, hinter ihm die vom hin- und hergehenden Eise wie ein tobendes Meer aufgepflügte Grundmoränenlandschaft und vor ihm das weite Gebiet, auf welchem die Schmelzwasser des Eises die transportirbaren Theile der Grundmoräne nach Süden tragen, während die schweren Blöcke als Endmoräne oder Geschiebebeschüttung liegen bleiben. Wie dem am Südrande der Moränenlandschaft liegenden, fast ununterbrochenen Endmoränenzuge die grosse eben-

[1]) Dieses Jahrb. für 1883, S. 159.

falls lückenlose Haidesandebene entspricht, so liegt vor dem S. 179 erwähnten, rückwärtigen Zuge inmitten der Moränenlandschaft ein oft unterbrochener bald breiterer, bald schmälerer Streifen von Geschiebesand, der nur dadurch von dem des grossen Sandgebietes sich unterscheidet, dass der Obere Geschiebemergel in Tiefen von 3—5 Metern sein Liegendes bildet. Dieser Sandstreifen ist also entstanden während einer kürzeren Stillstandsperiode des Gletscherfusses an der Stelle, wo jetzt die einzelnen Stücke des zweiten Endmoränenzuges sich finden.

Nun erklärt sich auch das S. 164, Fig. 3 dargestellte und erwähnte Auftreten zweier Geschiebelehmbänke, die beide dem Oberen Diluvium angehören. Bei einer Rückwärtsbewegung wurde die untere derselben abgelagert, resp. zurückgelassen; dieselbe überzog dabei eine tiefe Depression; nördlich von derselben kam, worauf die Endmoränenstücke bei Friedenhof hinweisen, der Eisrand wieder zum Stehen; während dieses Stillstandes wurde die Depression grösstentheils mit Sand und Kies ausgefüllt, wobei die in den Porster Seen heute zum Theil noch erhaltene Schmelzwasserrinne entstand. Dann erfolgte wieder ein kurzes Vorrücken des Eises, bei welchem über jenen Geschiebesanden abermals eine wenig mächtige Grundmoräne abgelagert wurde, die sogar grösstentheils von den Schmelzwassern wieder zerstört wurde.

Räthselhaft bleibt vor der Hand die Entstehung des Deckthones, wenigstens derjenigen Ablagerungen desselben, die heute deckenartig auf den höheren Erhebungen lagern. Ihr ausserordentlicher Reichthum an Thon, der Mangel an Sand und die Schichtung sprechen entschieden für Absatz in ruhigen Becken. Da diese Thone aber auf den Höhen lagern, so können die Ränder der Becken nur in einem Gebilde bestanden haben, welches seitdem verschwunden ist. Da die Erosion aber in diesen Gebieten bisher ersichtlich so wenig gewirkt hat, dass man heute noch annähernd dieselbe Terraingestaltung wie kurz nach dem Verschwinden des Eises vor sich hat, so kann eben nur das Eis jene Becken eingeschlossen haben. Noch fehlt es an Beobachtungen von Seen, nicht auf dem Eise, sondern im Eise, aber mit der Grundmoräne als Untergrund, Seen, denen ihre jedenfalls supra-

glacialen Zuflüsse nur Thon und feinsten Sand zuführen. Solche Seen aber muss es am Rande des Binneneises auf dem nordostdeutschen Höhenrücken an vielen Stellen gegeben haben.

Ich habe absichtlich nur über die Entstehung der Oberflächenformen der Seenplatte gesprochen und es vermieden, auf die Frage nach der Bildung des Höhenrückens selbst einzugehen. Ich glaube, dass eine Beantwortung dieser Frage sich nur auf eine leidlich genaue Kenntniss der Mächtigkeit des Diluviums und des Alters der unter ihm folgenden älteren Formationen an einer Anzahl Stellen des Höhenrückens stützen darf.

Zwischen Oder und Weichsel aber ist uns Beides bislang auch nicht von einer einzigen Stelle bekannt. Es kann unmöglich zur Erweiterung unserer Kenntniss dienen, über die Entstehung des 4—500 Kilometer langen Höhenrückens zwischen Oder und Weichsel hypothetische Vermuthungen auszusprechen, ohne dieselben durch auch nur einen einzigen Beweis stützen zu können.

Ebensowenig möchte ich jetzt schon aus der Verbreitung der beschriebenen Endmoräne Schlüsse ziehen, sondern lieber damit warten, bis ihr Zusammenhang mit der von Berendt so genannten »südlichen baltischen Endmoräne« sowie die östliche Fortsetzung beider auf möglichst weite Strecken genauer festgestellt sind.

Nachschrift.

Während des Druckes des vorstehenden Aufsatzes hatte ich Gelegenheit, die als Endmoränenzug bezeichnete Zone grösster Geschiebeanhäufung von der pommersch-neumärkischen Grenze in der Gegend von Nörenberg an auf weitere 100 Kilometer Länge durch die Neumark bis in die Gegend von Soldin zu verfolgen. Der Zug verläuft von Alt-Storkow bei Nörenberg fast ununterbrochen über Nörenberg, Temnick und Gr.-Silber nach Steinberg bei Reetz. Von da an nach Süden wird der Zug sehr lückenhaft, nur an wenigen Stellen, bei Cratznick, Rohrbeck und Augustwalde

begegnet man beträchtlichen Geschiebeanhäufungen. Nicht zu bezweifeln ist, dass noch zahlreiche Endmoränenstücke bei genauer Kartirung auch hier sich finden werden. Erst zwischen Gerzow und Krining setzt der Zug wieder ein mit prächtigen, langgestreckten Rücken aus mächtigen Blöcken. Von hier an lässt er sich gut verfolgen über Hasselbusch, Herzfelde, Eichwald, Brunken (bei Berlinchen), Kerngrund, Kienitz, Gollin und Schöneberg auf Woltersdorf bei Soldin zu. Dieser letzte Punkt ist nur noch 45 Kilometer von der Oder entfernt.

Auch in der Neumark liegt der Geschiebezug meist hart auf der Grenze der aus Geschiebemergel bestehenden Moränenlandschaft gegen das auch hier südlich resp. östlich angrenzende weite Sandgebiet. Wo die Geschiebepackungen, wie südöstlich von Soldin oder südlich von Nörenberg, auf Höhen liegen, die ihre Umgebung überragen, da kann man den landschaftlichen Gegensatz prächtig beobachten: auf der einen Seite eine weite, höchstens schwach wellige Ebene mit spärlichen Dörfern und ausgedehnten Kiefernwäldern; auf der anderen Seite ein stark bewegtes Hügelland mit zahllosen Kuppen und Bergkegeln, vielen Mooren, reichlicheren Ansiedelungen und schönen Buchenwäldern.

Die Geschiebeanhäufungen treten, wie erwähnt, in verschiedener Weise auf: einmal als Packungen von mehreren Metern Mächtigkeit, ihrer äusseren Form nach dann kleine Hügel- und Kammstücke darstellend; oder als Geschiebebeschüttungen, gewissermaassen als ausgebreitete, über grössere Fläche vertheilte Packungen. Die Unterlage bildet in beiden Fällen entweder durchragender Unterer Sand, wie bei Soldin zwischen Mietzelfelde und Schöneberg oder südlich Nörenberg zwischen Temnick und Steinberg; diese Gebiete entsprechen auf das genaueste den von Schröder beschriebenen uckermärkischen Durchragungszügen. Im anderen Falle sind die Geschiebepackungen und Beschüttungen dem Oberen Geschiebemergel der Moränenlandschaft einfach aufgelagert, wie das besonders schön unmittelbar nordöstlich von Nörenberg und an der im Bau begriffenen Chaussee von Alt-Storkow nach Wangerin zu sehen war.

Prestwichia (Euproops) Scheeleana n. sp.

Von Herrn **Th. Ebert** in Berlin.

Die Gattung *Prestwichia* wurde von H. Woodward [1]) 1866 für diejenigen Xiphosueen aufgestellt, welche den allgemeinen Charakter von *Belinurus* haben, bei denen aber die Glieder des Rumpfes nicht frei, vielmehr mit dem Abdomen zu einem compacten Schild verwachsen sind, insofern also den *Limuli* sich nähern. Es sind bis jetzt vier Arten davon bekannt geworden: *P. anthrax* Prestwich sp. [2]), *P. Birtwelli* H. Woodw. [3]), *P. rotundata* Prestwich sp. [4]) und *P. Danae* Meek et Worthen [5]). Während die ersten beiden sich seither nur in der Steinkohlenformation Englands gefunden haben, die letztgenannte nur in der Steinkohlenformation von Illinois, ist *P. rotundata* aus England und Belgien [6]) beschrieben worden. Zu ihr rechnete auch Bölsche [7]) Prestwichien-Reste, welche in der Steinkohlenformation des Piesberges bei Osnabrück gefunden worden sind.

Vor Kurzem wurde nun von dem Herrn Bergingenieur Scheele in Recklinghausen der Direction der Königl. geologischen Landes-

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. London 1867, Bd. XXIII, S. 32.

[2]) Woodward, A Monograph of the British fossil Crustacea. Merostomata, 1866—1878, S. 244, Taf. XXXI, Fig. 6 und 6a.

[3]) Ibid., S. 247, Taf. XXXI, Fig. 7a—c.

[4]) Ibid., S. 246, Taf. XXXI, Fig. 5.

[5]) Meek and Worthen, Geological survey of Illinois, Vol. II, S. 395, Taf. 32, Fig. 2 und Vol. III, S. 547.

[6]) Koninck, Notice sur le Prestwichia rotundata, Bull. de l'acad. royale de Belgique, 3 ser., Bd. I, S. 479.

[7]) Jahresbericht VI des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück für die Jahre 1883 und 1884. Osnabrück, 1885, S. 268 ff.

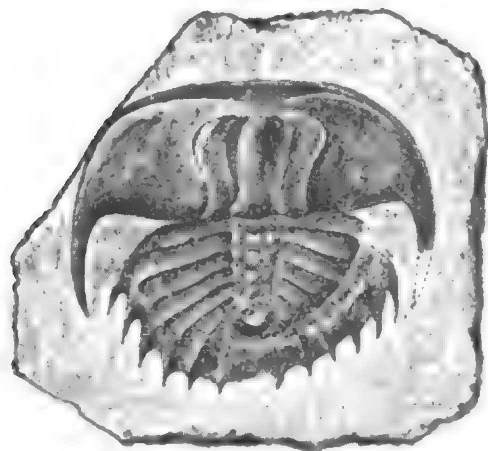
anstalt für die Sammlung ein den Umständen nach vorzüglich erhaltenes Exemplar einer *Prestwichia* zugesandt, welches von ihm im Jahre 1885 in einem Gesteinsstück aus dem Hangenden vom Leitflötz der Fettkohlenpartie Röttgersbank der Zeche Wolfsbank in der Rheinprovinz entdeckt worden ist.

Das Stück ist (Fig. 1) bis auf den fehlenden Schwanzstachel ziemlich vollständig erhalten. Das Kopfschild ist aber etwas verdrückt und zwar ist der Vorderrand desselben von vorn nach hinten etwas zusammengeschoben und die linke Seite und theilweise auch die Mitte der Glabella sind bei der Erzeugung einer Rutschfläche in dem verhältnissmässig milden Schieferletten, in welchem die Versteinerung liegt, in Mitleidenschaft gezogen und dadurch die charakteristischen Züge etwas verwischt worden. Immerhin sind sie deutlich genug, um in Verbindung mit der besser erhaltenen rechten Hälfte ein ziemlich klares Bild der Gestalt der Glabella zu geben. Uebrigens ergänzt der ebenfalls vorliegende Abdruck die Versteinerung in manchen Punkten.

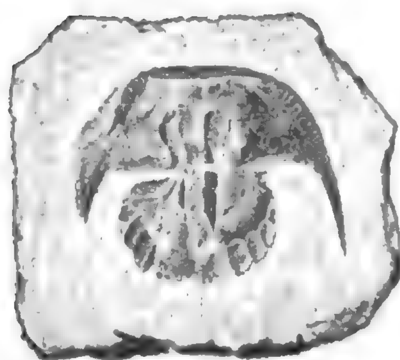
Das Kopfschild ist an der breitesten Stelle 40 Millimeter breit und misst 15 Millimeter in der Länge, doch dürfte die letztere in Anbetracht der Verdrückung noch 1 oder 2 Millimeter mehr betragen haben. An den beiden Hinterecken setzt sich der breite Saum desselben in je einen Stachel fort, der sich schnell verjüngt, und auf der linken Seite in einer Länge von 12 Millimeter vorhanden ist, bei erhaltener Spitze, welche hier fehlt, wohl 14 bis 15 Millimeter lang gewesen sein mag. Während der Vorderrand des Kopfschildes gleichmässig gebogen ist, ist der Hinterrand an der Glabella gerade, von da nach den Stacheln jederseits etwas eingebuchtet.

Die Glabella hat im Allgemeinen die Form eines Vierecks, dessen hinterer Rand gerade, der vordere convex und die beiden seitlichen Ränder concav sind. An den beiden Vorderecken scheinen die Augen gelegen zu haben. Durch einen mittleren, kielartigen Längsstreifen, der nach hinten sich zu verdicken scheint, wird die Glabella in zwei gleiche Hälften getheilt. Das Vorderende dieses Streifens bildet den Scheitel eines kleinen Sinus, welcher den convexen Vorderrand der Glabella in der

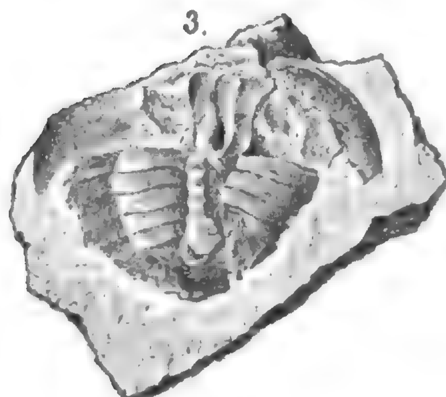
1.



2.



3.



Mitte einbuchtet. Etwa in der halben Entfernung von der Mittelleiste zum seitlichen Rand entspringt am Hinterrand jederseits eine weitere Leiste, welche ähnlich den Seitenrändern in concavem Bogen zunächst nach innen, dann nach aussen und vorn läuft. Der zwischen beiden gelegene Theil der Glabella war wenigstens hinten offenbar stärker gewölbt, als die seitlich gelegenen Theile. Die Glabella ist 10 Millimeter lang, an den Vorderecken etwa 17 Millimeter und an den Hinterecken ungefähr 13 Millimeter breit. In einer Entfernung von 7 Millimeter vom Hinterrande verbinden undeutliche Querleisten die Mittelkante mit den benachbarten Längskanten.

Thorax und Abdomen sind zu einem Schild verwachsen, dessen Länge excl. des Saumes 15 Millimeter, die grösste Breite 23 Millimeter beträgt. Er ist aus 7 Segmenten zusammengesetzt. Der Saum ist 4 Millimeter breit und ausserdem mit Dornen entsprechend der Anzahl der Leibes-Segmente versehen, welche nach hinten gerichtet und an den vorderen Segmenten 3 bis 4 Millimeter lang, an den hinteren, wie aus dem Gegendruck zu ersehen ist, noch länger sind. Die Axe ist vorn 6 Millimeter breit, verjüngt sich bis an das sechste Segment auf 4 Millimeter, verbreitert sich dann plötzlich wieder auf reichlich 6 Millimeter, um dann in einem stumpfen Winkel zu endigen. Diese knotige Verbreiterung der Axe erinnert sehr an diejenige der *P. Birtwelli*, reicht aber nicht bis an das hintere Ende des Rumpfschildes, bleibt vielmehr noch etwa 1 Millimeter von demselben entfernt. An dem hinteren Rande der Verdickung ist eine undeutliche Grube sichtbar, in die wohl der Stachel eingelenkt war. Die Segmente der Axe scheinen mit je einer Warze versehen gewesen zu sein.

Die Stücke von Osnabrück, welche mir Herr Dr. BÖLSCHE zugänglich machte, wofür ich ihm hiermit nochmals bestens danke, zeigen nun eine grosse Uebereinstimmung mit dem beschriebenen Individuum.

Am wichtigsten ist in dieser Beziehung das von BÖLSCHE [1])

---

[1]) Jahresbericht VI des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück.

in Fig. 2 abgebildete, auf unserer Tafel durch Fig. 3 besser wiedergegebene Exemplar. Wenn auch im Allgemeinen sehr schadhaft, lässt es gerade die Charaktere deutlich erkennen, welche für die neue Art charakteristisch sind, nämlich die Glabella und die Verbreiterung der Axe am hinteren Ende. Die letztere ist weniger eckig als bei dem der Zeche Wolfsbank; die Insertionsgrube des Stachels ist sehr deutlich. Das Kopfschild ist seitlich stark verdrückt, von der Glabella ist das Mittel- und das rechte Seitenstück verhältnissmässig gut erhalten. Man sieht hier von dem einspringenden Winkel des Vorderrandes eine mediane, schmale, kielartige Erhebung des sonst concaven Feldes nach hinten laufen, die sich etwa von der Mitte des Feldes ab schnell verbreitert und als breiter Wulst fast den ganzen hinteren Theil des Feldes ausfüllt. Das Mittelfeld ist begrenzt durch kielartige, in concavem Bogen nach vorn verlaufende, schmale Leisten. Die übrigen Körpertheile stimmen, soweit sie erhalten sind, genau mit dem zuerst beschriebenen Stücke überein.

An dem bei Bölsche Fig. 3 abgebildeten Exemplar ist namentlich die Axe gut erhalten, bis auf das verbreiterte Ende, welches fehlt. Die Segmente tragen je einen deutlichen Höcker auf der Mitte. Die Umrandung der Glabella ist genau wie bei dem Exemplar von Wolfsbank. Auch die mediane Erhebung, die sich nach hinten verbreitert, ist deutlich. Ich habe es, da es bei Bölsche im Ganzen richtig wiedergegeben ist, nicht abbilden lassen.

Das Fig. 1 in der Osnabrücker Zeitschrift abgebildete Stück habe ich zunächst weiter präparirt; dabei ist der Saum des Kopfschildes sichtbar geworden und in Folge dessen die eigenthümlich eckige Form des Kopfschildes in der Zeichnung der Osnabrücker Zeitschrift als unrichtig erkannt worden. Die Verdrückung der Glabella ist dort wohl im Allgemeinen richtig wiedergegeben, aber die Begrenzungslinien der einzelnen Felder, die deutlich erkennbar sind, fehlen. Ich habe deshalb auch dieses Stück noch einmal abbilden lassen (Fig. 2). Man sieht an demselben trotz der Verdrückung deutlich den Verlauf des Mediankieles, den der beiden as Mittelfeld begrenzenden Kiele und, allerdings weniger gut, die

linke Begrenzungskante der Glabella. Sehr deutlich sind die beiden Querleisten, welche die Mitte des Mediankieles mit der Mitte der Seitenkiele des Mittelfeldes verbinden. Auch der rechte Stachel des Kopfschildes ist vollständig erhalten, im Uebrigen aber sämmtliche Körpertheile verdrückt, oder nicht vorhanden. Jedoch genügen die erkennbaren Theile des Kopfschildes, um die Uebereinstimmung mit dem Exemplar der Zeche Wolfsbank sicher zu stellen.

Die bis jetzt aus Deutschland bekannten Stücke gehören also sämmtlich einer neuen Art an, die ich *Scheeleana*[1]) genannt habe. Dieselbe hat den breiten Saum des Rumpfschildes wie *P. rotundata*, die Verdickung der Axe am Abdomen wie *P. Birtwelli*, schliesst sich aber in der Form des Kopfschildes am nächsten an *P. Danae* Meek et Worthen an. Für die letztere Art haben Meek und Worthen das Genus *Euproops* aufgestellt und zwar sowohl wegen der Lage der Augen, als der Form der Glabella und ihrer Kiele[2]). Woodward will diese Unterschiede nicht als genügend zur Abtrennung eines neuen Genus anerkennen. In der That sind ja von den Glabellen der 5 Arten der Gattung nur diejenigen von *Danae* und *Scheeleana* nahe übereinstimmend. Selbst diejenige von *P. anthrax* ist doch nur durch die drei stachelartigen Fortsätze am Hinterrand mit *Danae* vergleichbar. Im Uebrigen ist die Glabella dieser Art auch zunächst noch unbekannt. Die beiden anderen Arten sind ganz abweichend ausgebildet. Man wäre also genöthigt, mindestens drei Gattungen aufzustellen. Bei den Trilobiten würde man wohl auch kaum zögern, dies zu thun. Da der Erhaltungszustand bei sämmtlichen bis jetzt bekannt gewordenen Prestwichien indessen ein mangelhafter ist, so mag die Frage einer weiteren Abgrenzung von Gattungen noch offen bleiben. Immerhin kann man ja *Euproops* als Untergattung gelten lassen. Es würden zu derselben ausser *Danae* noch *Scheeleana* und vielleicht auch *anthrax* gehören.

---

[1]) Sitzungsber. d. naturf. Freunde in Berlin. 1890.

[2]) Geol. Survey Illinois, Vol. III, S. 548.

Der Zechstein in der Gegend von Blankenburg und Königsee am Thüringer Walde.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Bei Gelegenheit der in den letzten Jahren erfolgten Kartirung der Blätter Schwarzburg und Königsee für die geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten ist wieder ein Streifen des Zechsteins am Rande des Thüringer Waldes zur Specialaufnahme gelangt. Dem Zechstein von Saalfeld und Kamsdorf, welcher durch den dortigen Erz- und Eisensteinbergbau bekannt und wiederholt in der Fachliteratur ausführlich besprochen worden ist, schliesst sich jener Streifen westwärts an, und findet seinerseits, weiter westlich, doch mit Unterbrechung, eine Fortsetzung in dem Zechstein von Ilmenau u. s. w.

Das Zechsteinausstreichen der hier in Frage kommenden Gegend ist als solches schon lange bekannt und hat bereits seitens der älteren Geognosten Erwähnung gefunden [1]), doch ist dasselbe,

---

[1]) J. C. W. Voigt: Mineralogische Reisen durch das Herzogthum Weimar und Eisenach und einige angrenzende Gegenden, Theil I, Leipzig 1794. (Wird abgekürzt M. R. W. E. citirt werden.)

Derselbe: Mineralogische Reise ins Schwarzburg-Rudolstädtische, in den Kleinen mineralogischen Schriften, Theil II, Weimar 1800, S. 122—154. (Wird abgekürzt M. R. S. R. citirt werden.)

v. Hoff: Beschreibung des Trümmergebirges und des älteren Flötzgebirges, welche den Thüringer Wald umgeben, in C. C. Leonhard's Taschenbuch für die gesammte Mineralogie, Jahrg. VIII, 1814, S. 319—436.

J. C. Freiesleben: Geognostischer Beitrag zur Kenntniss des Kupferschiefergebirges etc., Theil III, Freiburg 1815.



bei seiner unregelmässigen und zerstreuten Lage, und der Dürftigkeit seiner Eisenstein- und Erzvorkommnisse, im Vergleich zu den angrenzenden Gegenden, weniger Gegenstand eingehender Untersuchung gewesen. Als weiterer Beitrag zur Kenntniss des thüringischen Zechsteins mögen daher an dieser Stelle die Ergebnisse mitgetheilt werden, welche sich durch die Kartirung ergeben haben.

Auch hier, wie weiterhin, ist die gesammte Zechsteinbildung dem alten Schiefergebirge ungleichförmig aufgelagert. Jeder Aufschluss, der durch den untersten Zechstein hinabgeht, zeigt, dass die Unterlage desselben von den Schieferköpfen des alten Gebirges gebildet wird, und zwar gehören die Schiefer hier dem Cambrium an. Rothliegendes kommt in dieser Strecke nicht vor [1]). Ueberlagert wird das Zechsteinsystem in gewöhnlicher Weise vom Buntsandstein.

Unterer Zechstein. Die unterste Zechsteinschicht verhält sich auch hier im Allgemeinen als Conglomerat, Zechsteinconglomerat (Weissliegendes der älteren Geognosten zum Theil), welches aber naturgemäss Abänderungen unterworfen ist, und theils in Breccie, theils in conglomeratischen Sandstein, theils in Sandstein selbst verläuft; allen diesen Gesteinsarten ist ein kalkig-dolomitisches Bindemittel eigen, welches in sehr verschiedener Menge von fast gänzlichem Verschwinden bis, jedoch selten, zum Vorwalten zugegen sein kann, und im äussersten Falle auch zu lagenförmigen Ausscheidungen oder schwachen Schichten eines meist eisen- und manganreichen Carbonates wird. Häufig ist indess durch Verwitterungsvorgänge das verbindende Carbonat zerstört, und statt in Form festen Gesteins erscheint dann die unterste Zechsteinbildung als lockere oder zerfallene Masse, selbst nur in Form zerstreuter Trümmer. Die verbundenen Gemengtheile des Conglomerats sind Schiefer (phyllitischer Schiefer), Quarzit, seltener graphitischer bezw. graphitoidischer Quarzit und Quarz. Die Form der grösseren Einschlüsse betreffend, finden sich alle Zwischen-

---

[1]) Dies hat schon v. Hoff ausgesprochen; a. a. O. S. 323 f. Von anderer Seite dagegen ist das Zechsteinconglomerat, oder doch Theile desselben, für Rothliegendes angesehen worden; vergl. J. C. W. Voigt, M. R. S. R. pag. 127.



Uebersichtskärtchen des Zechsteins bei Blankenburg und Königsee am Thüringer Walde.

stufen von scharfeckigen Schiefer-, Quarzit- und Quarzbrocken an bis zu völlig abgerollten Stücken. Doch sind solche Gerölle von Quarzit und Quarz viel seltener, als die nicht oder unvollkommen gerundeten Trümmer, und finden sich in grösserer Menge nur an gewissen Oertlichkeiten, jedoch auch dort mit scharfeckigen Bruchstücken untermischt; in geringer Zahl kommen sie auch anderwärts vor. Ueberdies ist die Grösse der durch das Carbonat verkitteten Schiefergebirgstrümmer selbst in ein und demselben Handstück recht verschieden, was ja auch darin seinen Ausdruck findet, dass, wie schon angegeben, conglomeratische Sandsteine, d. h. solche vorkommen, welche grobe Bruchstücke neben Sand enthalten. Es bleibt nur noch hinzuzufügen, dass auch in hiesiger Gegend Einsprengungen von Malachit und Kupferlasur, sowie Durchsetzung mit Schwerspathadern, in dieser Zechsteinstufe, als auf secundärer Lagerstätte, recht häufig sich finden, bis in die, das Zechsteinconglomerat tragenden Schiefer des Grundgebirges hinein. Die Mächtigkeit dieser untersten Zechsteinschicht wechselt, sie ist nirgends bedeutend, und scheint sich allenthalben im Spielraum von einigen Metern, bald einige mehr bald weniger, zu halten.

Im Bereiche des Blattes Schwarzburg kommt das Zechsteinconglomerat nur an wenigen Stellen deutlich anstehend zum Vorschein, so am Wege von Watzdorf nach Böhlscheiben, zwischen 1000 und 1100 Decimalfuss Höhe, in Form von Conglomerat aus Schiefer, Quarzit und Quarz; weiterhin ist es bei Cordobang, Bechstädt und der Schwarzburger Fasanerie, wenn auch nicht im Zusammenhang anstehend, sondern nur in letzten, von der Abwitterung verschont gebliebenen Resten, und in lose gewordenen Quarzitgeröllen zu erkennen. Ausgedehnter und zusammenhängender ist diese Bildung auf Blatt Königsee zu beobachten, wo sie sich meist als dolomitisch kalkiger Sandstein verhält, der Schiefergebirgstrümmer einschliesst; im Dorfe Aschau geht derselbe zum Theil in eine Art Schieferbreccie über, die sich durch Verwitterung röthet; SW. von Königsee, nach dem Querlingberg und nach Garsitz hin, erscheint der unterste Zechstein sowohl in Form von Sandstein mit wenig grösseren Trümmern, als auch in

Form von Breccie mit wenig sandiger Zwischenmasse, und zwar zeigen die Aufschlüsse bei dem genannten Dorfe, dass zu unterst jener Sandstein [1]), darauf jene Breccie liegt. Auf der Abflachung, welche sich vom Langen Berge her bis an das Dorf Pennewitz erstreckt, geben sich Reste des Zechsteinconglomerates in einer auffällig grossen Zahl loser Quarzit- und Quarzgerölle und in Spuren des Carbonatantheils zu erkennen, welcher durch Verwitterung eine fast schwarze Farbe angenommen hat, auch ist Färbung und sonstige Beschaffenheit des Bodens durch die Reste der Zechsteinbedeckung bedingt. Nur an wenigen Stellen zeigt sich das Conglomerat noch in festem Zusammenhang, Gerölle und kantige Stücke, grosse und kleine Schiefer- und Quarzsplitter verbunden durch braun verwittertes Carbonat; letzteres kann sogar, ziemlich grobkrystallinisch werdend, etwas reinere Zwischenmassen und -lagen bilden. An manchen der Gerölle finden sich die bekannten Erscheinungen der Berstung mit Verschiebung und Wiederverkittung getrennter Theile, sowie der oberflächlichen Eindrücke. An einer Stelle, in der Nähe des Fahrwegs von Pennewitz nach Herschdorf, bei etwa 1500 Decimalfuss Höhe, wurde auch eine vollkommene Verkieselung dieses Conglomerates beobachtet, in der Art, dass das kalkige Bindemittel durch ein kieseliges ersetzt war; die Oberflächen der eingeschlossenen Gerölle zeigen in Folge der Neubildung krystallisirter Kieselsäure das bekannte »kandirte Aussehen«.

Eine Schwierigkeit für die Kartenverzeichnung kann sich dort ergeben, wo, wie in der letztbezeichneten Gegend, die Zechsteinbedeckung bis auf Reste des Conglomerats abgewittert ist, und so die Oberfläche des Schiefergebirges zu Tage tritt, dessen Trümmer ja einen wesentlichen Antheil zum Conglomerat geliefert haben; je weniger dann von dem Carbonat des Bindemittels mehr vorhanden ist, je weniger die lose gewordenen Trümmer der untersten Zechsteinbildung gerundete Formen besitzen, desto schwieriger wird zwischen Schiefergebirge (Cambrium) und unter-

[1]) Am Feldweg, der vom Querlingberg nach der Landstrasse vor Königsee führt, steht er mehrere Meter stark an.

stem Zechstein eine Grenzlinie zu ziehen sein. Dies macht sich eben in der letztbezeichneten Gegend, noch mehr vielleicht zwischen Aschau und Allendorf und an anderen Stellen geltend.

Ein guter Aufschluss über die Auflagerung der folgenden Zechsteinschicht, nämlich des Kupferschiefers, auf das Conglomerat, bietet sich am Fahrweg von Lichte nach Unterschöblingen bei Königsee, in den kleinen daselbst befindlichen Steinbrüchen [1]). Zu unterst liegt, in einer Mächtigkeit von fast 3 Meter, ohne dass der cambrische Schiefer erreicht wäre, Kalksandstein mit vielen Scherben, Splittern und auch mehr abgerundeten Stücken von Schiefer, Quarz, Kieselschiefer bezw. Graphitoid-Quarzit, Einsprengungen und Beschlägen von Kupferlasur und Malachit, und hier und da mit schlecht erhaltenen, kohligen Abdrücken von kleinen Coniferenzweigen; darauf liegt eine 0,1 bis 0,2 Meter dicke Lage eines dichten, dunklen, bituminösen Kalksteins, hierauf bis zur Oberfläche, etwa 1 Meter mächtig dünngeschichteter, dunkler, bituminöser Mergelschiefer, der Kupferschiefer, mit zahlreichen Exemplaren von *Lingula Credneri* Gein., kleinen Fischresten, Pflanzenspuren [2]) und Kupfererz. Dieselbe Bank dunklen, bituminösen Kalkes, zwischen Conglomerat und Kupferschiefer eingelagert, wurde in einem Hohlweg SO. von Lichte beobachtet, sie enthält hier viel Bleiglanz; eine entsprechende Bank in derselben Lage ist im Hohlweg dicht beim Dorf Garsitz aufgeschlossen. Es entspricht diese Kalkbank nach Lage und Gestein offenbar ganz jener, meist etwas stärkeren Bank des Kamsdorfer Reviers, jenseits Saalfeld, welche dort als »Mutterflötz« bezeichnet wird [3]). Auch die weiter oben erwähnten, dunkel

---

[1]) Die Stelle ist bereits von Geinitz, Dyas, Bd. II, 1862, S. 223 erwähnt worden; vom Verfasser auch schon in diesem Jahrbuch für 1886, p. LII.

[2]) Geinitz führt (a. a. O., im Verzeichniss der geologischen und geographischen Verbreitung der Versteinerungen) von dieser Stelle an: *Ullmannia Bronni* Göpp., *Pygopterus Humboldti* Ag.

[3]) Ueber die Verhältnisse des in der Fachliteratur so oft erwähnten Kamsdorfer Reviers, vergl. besonders die neueste Bearbeitung von F. Beyschlag: »Die Erzlagerstätten der Umgebung von Kamsdorf in Thüringen«, Dieses Jahrbuch für 1888, S. 329—377; sowie die Erläuterungen zu Blatt Saalfeld der geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, von Liebe und Zimmermann.

verwitternden Ausscheidungen von reinerem Carbonat zwischen dem Conglomerat sind als Andeutungen dieser Schicht zu erachten, wie denn überhaupt in allen diesen Gegenden die Verbindung und der Wechsel von Conglomerat und Carbonat im untersten Zechstein, unter dem Kupferschiefer, vielgestaltig und von Ort zu Ort etwas anders entwickelt ist.

Meisthin fehlt es an grösseren und zusammenhängenden Aufschlüssen in dieser Schichtengruppe; das Vorhandensein des Kupferschiefers ist aber, wenigstens auf der Section Königsee, von Ort zu Ort durch eine Anzahl alter Schürfe und Bergbauversuche nachgewiesen, die theils dem Schiefer selbst, theils den daraus herrührenden und bereits auf secundärer Lagerstätte befindlichen Erzen galten; so SSW. von Allendorf, und weiterhin bei Aschau, Lichte, Unterschöblingen, Königsee, Garsitz und Pennewitz. Von irgend welcher Reichhaltigkeit an Kupfer- oder sonstigen Erzen kann aber nirgends die Rede sein, was schon die Angaben der älteren Geognosten bestätigen; alle derartigen Versuche mussten aufgegeben werden. Auf Blatt Schwarzburg sind die Stellen, wo Kupferschiefer vorkommt, weniger zahlreich. Er findet sich hier südlich und südöstlich von Beulwitz unweit Saalfeld, in dem den Rand des alten Gebirges begleitenden Zechsteinzug, wie alte Halden bezeugen. Ferner ist er in den Zechsteinschollen südwärts von Watzdorf nachgewiesen, weniger durch deutliches Ausstreichen als durch Bergbauversuche; und zwar sowohl unten, im Rinnthal, in der Nähe des Dorfes, wo der Fusssteig nach Cordobang in den Wald eintritt und eine Strecke lang sich nahe am Waldsaum hält, als auch oben, am Fuss des durch die Rauhwacke des Mittleren Zechsteins gebildeten felsigen Steilrands, der in einer Höhe von etwas weniger als 1000 Decimalfuss dem cambrischen Schiefergebirge aufgesetzt ist [1]).

[1]) Auf diese Stelle dürfte sich das beziehen, was J. C. W. Voigt (M. R. W. E. p. 59) über den alten Bergbau bei Blankenburg anführt. Es sollen dort vorgekommen sein: Kupferkies, Fahlerz, Kupferlasur, Kupfergrün, Erd- und Glanz- oder Speiskobalt, Kalkspath, Schwerspath und Eisenspath, und zwar auch hier auf »Rücken« (verwerfenden Spalten). Nach Voigt hätte man es dort mit nur einem »Schieferflötz« (Kupferschieferflötz) zu thun gehabt, nicht mit zweien, wie

Die Schichtengruppe des eigentlichen Zechsteins oder Zechsteins im engeren Sinn erscheint mit besonderer Deutlichkeit in der zuletzt genannten Gegend, bei Watzdorf und Böhlscheiben. Bei letzterem Ort ist das hierher gehörige Gestein ein dichter, ebenplattiger, und zwar durch Zerfall dickerer Lagen meist dünnplattiger Kalk, von dunkel- oder hellgrauer bis gelblicher Färbung, je nach dem Grade der Frische oder der Verwitterung. Verbunden damit sind etwas mehr mergelige Lagen von erdigem Bruch mit feinen Glimmerschüppchen. In diesen Schichten wurde das Vorkommen von Foraminiferen und Brachiopoden (*Camarophoria*, *Strophalosia*), auch wohl vereinzelten Bryozoen (*Acanthocladia*) beobachtet. Hierher gehörige Schichten, nämlich dunkle, bituminöse, wie auch gelb verwitterte Kalkbänke, in gestörter Lagerung und steil gestellt, überschreitet man ferner im untersten Theil des obengenannten Waldsteigs, SO. bei Watzdorf. Noch bessere Aufschlüsse in dieser Zechsteinstufe bieten die beiden Schluchten südöstlich von der Henkertskuppe, SW. von Watzdorf, welche sich abwärts in die am Ostfuss dieser Höhe mündende Schlucht vereinigen. Die in Rede stehende Schichtenfolge zeigt sich hier in mauerartig plattiger Aufeinanderschichtung in einer Mächtigkeit von 6 bis vielleicht 10 Meter; das Gestein ist ein dunkelblaugrauer bis dunkelbrauner Kalk oder dolomitischer Kalk, in etwa 0,2 bis 0,3 Meter starken Platten, von dichter Structur, dabei indess zum Theil etwas luckig, hier und da mit Einsprengungen von Bleiglanz; etwas mehr thonige oder mergelige, glimmerhaltige, dünne Zwischenlagen, mit undeutlichen, kohligen, vegetabilischen Spuren, trennen die Kalkbänke. In der westlicheren Seitenschlucht gelangt man auch in die Uebergangsbänke zum Mittleren Zechstein; dieser Uebergang vollzieht sich all-

in der Gegend östlich von Saalfeld, bei Kamsdorf u. s. w., von welchen das obere, der sogenannte »Obere Schiefer«, einige Fuss oder mehr über dem anderen, schon im Bereiche des »eigentlichen Zechsteins« liegt. Aus eigenen Beobachtungen kann ich über diesen Punkt nicht sicher entscheiden, da der dortige Bergbau auflässig ist, und die Aufschlüsse an der Erdoberfläche nicht genügen. Nach einer anderen Notiz von Voigt (M. R. S. R. p. 127 f.) lägen dagegen weiter westlich, bei Pennewitz u. s. w., zwei Flötze von bituminösem Mergelschiefer übereinander.

mählich, indem das Gestein aufwärts poröser und dadurch rauhwackeähnlicher wird. In der angegebenen Mächtigkeit kann übrigens diese Schichtengruppe nicht weit fortsetzen, denn unweit der genannten Schluchten, auf der Höhe, NW. von Böhlscheiben, wird aus Schurfschächten, die im Mittleren Zechstein angesetzt sind und bis auf den cambrischen Schiefer gehen, nur wenig Gestein mehr gefördert, welches petrographisch dem beschriebenen Kalkstein der Stufe des eigentlichen Zechsteins gleicht [1]).

An anderen Orten findet sich eine dem Anschein nach mehr dolomitische Entwicklung dieser Stufe. Damit ist eine weniger ebenflächige Schichtung des mit braungelber Farbe verwitternden rauh und etwas erdig anzufühlenden Gesteins, und ein Zerfall weniger in Platten, als in unebene Scherben verbunden. In dieser Weise sind hierher gehörige Schichten z. B. im Thalgrunde SSO. von Allendorf, an der Fahrstrasse nach Schwarzburg, aufgeschlossen; die braungelben Scherben sind hier mit schlecht erhaltenen kleinen Bivalven, vorzugsweise *Schizodus* und *Gervillia*, bedeckt. — Auch weiter westlich, in der Umgebung von Königsee, lässt sich eine gesondert hervortretende Schichtengruppe des Zechsteins im engeren Sinn an verschiedenen Orten in die Karte eintragen, an welchen sich eine theils mehr kalkige, theils mehr dolomitische Ausbildung zu erkennen giebt, ohne dass jedoch diese Unterscheidung scharf genommen werden könnte. Hierher gehörige Schichten sind bei Pennewitz, am Eierberg bei Garsitz, zwischen Königsee und dem Spitzberg, südwärts von Königsee, und zwischen Lichte und Aschau beobachtet und kartirt worden.

Wieder in etwas anderer Entwicklung findet sich diese Zechsteinstufe in der Stadt Königsee selbst. An dem ziemlich steilen Rande des Rinnthals, bei der Kirche und den ausgedehnten Bierbrauerei-Anlagen [2]), liegt unmittelbar auf dem cambrischen Schiefer ein weisser bis gelblich grauer, poröser Zechsteinkalk. Er ragt

---

[1]) In dieser Schichtenfolge muss nun das enthalten sein, was dem »Hornflötz« des Kamsdorfer Reviers entspricht. Ueber das etwaige Vorhandensein eines »oberen Kupferschiefers« habe ich, wie bemerkt, keine Gewissheit erlangt.

[2]) Oestlich von der Stadt kommt, auf Schiefer aufsitzend, nochmals ein kleiner Fleck desselben Zechsteinkalkes vor.

hier und da als klotzige Felsmasse aus dem Boden und erinnert an Rauhwacke, ohne doch die petrographische Beschaffenheit derselben zu besitzen; das Gestein ist weniger fest als jene, grosslöcherig und durch Verwitterung in den äusseren Theilen wohl ganz schwammig porös. Die Verwitterung bringt an den Felsen eine schräg abwärts, etwa unter 20° nach N. einfallende Schichtstreifung hervor, auch theilt sich das Gestein, wo es nur mehr schwach auf dem Schiefer liegt, in dünne Scherben. Ein gelegentlicher Aufschluss in einer grösseren Kelleranlage zeigte ebenfalls Auflagerung der hier geschichtet erscheinenden, nördlich einfallenden, etwa 2 Meter stark anstehenden Kalkmasse auf die Köpfe des cambrischen Schiefers; dieser enthielt Malachitanflüge, auch kamen Schieferbreccienstücke mit Malachit vor, also eine Andeutung von Zechsteinconglomerat. Durch Verwitterung wird der Kalk locker, erdig auf dem Bruch, zerreiblich und abfärbend, fast kalktuffartig, dabei treten die in grosser Zahl aber trümmerhaft eingeschlossenen Versteinerungen hervor, meistens Brachiopoden und unter diesen besonders *Productus horridus*, daneben auch Arten von *Orthis*, *Strophalosia* und *?Spirifer*, sowie kleine Zweige von *Stenopora* und *Acanthocladia*. Obwohl das Vorkommen in seiner äusseren Erscheinungsform an Mittleren Zechstein erinnert, glauben wir dasselbe, namentlich mit Rücksicht auf die genannten Brachiopoden, zum Unteren Zechstein, nämlich zu dessen oberer Stufe, stellen zu müssen; es entspricht wohl den aus dem östlichen Thüringen von Liebe erwähnten und zum Unteren Zechstein gestellten, auf Culmklippen aufgesetzten Brachiopodenkalken.

Wie bei vorwiegend dolomitischer, dabei wenig gegliederter und reducirter Entwicklung des eigentlichen Zechsteins nicht nur, sondern des ganzen Unteren Zechsteins, Schichtenfolge und Auflagerung auf das Schiefergebirge sich gestalten können, das sieht man in dem Aufschluss, den der Hohlweg etwas östlich vom südlichen Ausgang von Allendorf (Fussweg zur Schwarzburger Fasanerie), bietet. Der Weg führt aus hangenden in liegende Schichten, und zwar zunächst durch Rauhwacke des Mittleren Zechsteins, dann durch mürberen, braunen Dolomit, dessen dünner geschichtete,

doch nicht ebenplattige Lagen sich ohne erkennbare Grenze an die Rauhwacke anschliessen und als Vertreter der oberen Schichtenfolge im Unteren Zechstein gelten können [1]); indem diesen Lagen nach abwärts dünnspaltende, schiefrige, durch kohlige Reste schwarz gefärbte Zwischenschichten sich einschalten, ist hier eine Andeutung der bituminösen Schichten gegeben, welche sonst im Unteren Zechstein vorkommen, nämlich des Kupferschiefers und des ihn begleitenden bituminösen Kalksteins. Zunächst ihrer unteren Grenze an den Köpfen des alten Schiefergebirges, welche im Grunde des Hohlwegs zum Vorschein kommen, nehmen die dolomitischen Lagen Schieferbröckchen auf und deuten dadurch das Zechsteinconglomerat an.

An diesen Fall reihen sich nun weiter jene, wo der Untere Zechstein noch mehr bis fast ganz reducirt ist, so dass er so zu sagen nur als unbedeutendes Anhängsel an der Basis des Mittleren erscheinen kann; der letztere liegt dann fast unvermittelt auf dem Schiefergebirge [2]). So verhält es sich zwischen den Orten Watzdorf, Leutnitz, Cordobang und Böhlscheiben, sowie weiter südwestlich in der Gegend von Bechstädt und der Schwarzburger Fasanerie; dabei ist bemerkenswerth, dass Punkte, wo der Untere Zechstein so gut wie fehlt, in beträchtlicher Nähe von solchen liegen können, wo derselbe sehr gut entwickelt ist. Während z. B. bei Böhlscheiben und NW. von da, wie oben beschrieben wurde, der Untere Zechstein, zum mindesten seine obere Schichtenfolge, eine gewisse Mächtigkeit erreicht, giebt es in geringer Entfernung davon Punkte, wo Schürfe unter dem Mittleren Zechstein nur wenig Unteren Zechsteinkalk mehr treffen, und wieder andere Stellen, wo die Rauhwacke des Mittleren Zechsteins auf dem Schiefergebirge selbst ruht, und nur dadurch eine Andeutung von

[1]) Es sind dieselben, welche an einer benachbarten, bereits erwähnten Stelle, am Fahrweg von Allendorf nach Schwarzburg, kleine, undeutliche Bivalven enthalten.

[2]) Auch im östlichen Thüringen kommt es, nach den Angaben von Liebe (in den Erläuterungen zu den betreffenden Blättern) vor, dass der Untere Zechstein mehr oder minder reducirt auftritt. Für ähnliche Reductionen, die sich aber auch noch auf den Mittleren Zechstein erstrecken können, finden sich überhaupt an verschiedenen Stellen Thüringens Beispiele.

Unterem Zechstein, bezw. Zechsteinconglomerat, gegeben ist, dass die Rauhwacke zunächst der Grenze, in ihrer untersten Bank Schiefergebirgsbrocken einschliesst, dabei auch wohl kleine Einsprengungen von Malachit und Schwerspath enthält. Ganz ähnliche Verhältnisse kehren auch in der Cordobanger Gemarkung und auf den Feldern bei Bechstädt und bei der Schwarzburger Fasanerie wieder. Die allgemeine Abwitterung hat hier das Schiefergebirge zum Theil schon freigelegt, auf dem dann nur mehr zerstreute Reste des ohnehin schwachen Unteren Zechsteins, und von Rauhwacke, sowie von solchen Kalk- und Dolomitbänken liegen, welche ihrem petrographischen Charakter nach an der Grenze von eigentlichem Zechstein und Rauhwacke stehen [1]).

Die betrachteten Fälle, nämlich die Reduction des Unteren Zechsteins in der Weise, dass Conglomerat und Kupferschiefer höchstens angedeutet sind und sofort dolomitische Schichten, wie bei Allendorf oder kalkige, wie in Königsee, oder endlich gleich Rauhwacke auf das Schiefergebirge sich auflegen, ist eine Art von übergreifender Lagerung. Dabei scheint Zerstörung etwa schon abgelagerter Zechsteinschichten keine oder keine bedeutende Rolle gespielt zu haben, insofern sich Trümmer von solchen in den vorhandenen, das Cambrium bedeckenden Schichten nicht vorfinden; man kann sich dagegen mit K. Th. Liebe denken, dass einzelne Theile des Grundgebirges immer noch als Klippen oder Untiefen vorragten, während seitwärts davon schon der unterste Zechstein abgelagert war; daher darf auch nicht etwa, wie Liebe bemerkt, der Kupferschiefer als Tiefseebildung im Sinne der jetzigen derartigen Bildungen aufgefasst werden [2]).

Zwischen der Stufe des Zechsteins im engeren Sinne und der der Rauhwacke ist die Grenze in der Regel nicht scharf,

---

[1]) Es ist ersichtlich, dass unter diesen Umständen die geologische Kartirung etwas schwierig wird. Vereinzelte Blöcke und Brocken von Zechsteinconglomerat, oder lose gewordene Gerölle und abgerundete Stücke von Quarzit deuten auf untersten Zechstein. Kupferschiefer fehlt hier oder ist ganz verschwunden, Malachiteinsprengungen nebst Schwerspath kommen jedoch vor. Gewisse gelbliche, dolomitische, zum Theil poröse bis löcherige Bänke, oder deren Reste, bleiben in ihrer Zutheilung zum Unteren oder Mittleren Zechstein etwas zweifelhaft.

[2]) Vergl. Liebe, Dieses Jahrbuch für 1884, S. 381.

lässt sich indess mit Rücksicht auf die beiderseits verschiedene Gesteinsausbildung mindestens construiren. Es kann sich jedoch örtlich der enge Zusammenhang beider Stufen soweit steigern, dass sie in Eins verschmelzen und auf der Karte kaum mehr zu trennen sind. Dies ist z. B. bei dem Zechsteinstreifen der Fall, welcher sich nahe dem östlichen Rande des Blattes Schwarzburg von Blatt Saalfeld her längs der Grenze des Schiefergebirges nach Beulwitz hin erstreckt [1]), und in den beiden Steinbrüchen bei der Farbwäsche südwestlich von diesem Dorfe aufgeschlossen ist; es stehen hier in dünne Lagen sich trennende Bänke eines anscheinend dolomitischen, z. Th. etwas luckigen Kalksteins in vollkommen ebener Schichtung an; Gesteinsbeschaffenheit und Art der Schichtung sprechen hier mehr für Unteren als für Mittleren Zechstein. Ebenso verhält es sich in den benachbarten Farbgruben, an einigen Stellen derselben jedoch erinnern die hangenderen, dunkelbraun verwitterten, stärkeren Bänke mehr an Mittleren Zechstein.

Wie in den weiter östlich folgenden Gegenden von Saalfeld, Kamsdorf u. s. f., so führt auch hier der Zechstein eisenreichere Zwischenlager, welche zwar nicht mehr in der Gegenwart, doch in alten Zeiten Gegenstand bergmännischer Gewinnung, oder wenigstens Versuchsarbeit gewesen sind. Dies ist besonders auf der Höhe nordwestlich von Böhlscheiben, in der Richtung nach der Henkertskuppe, der Fall, wo sich alte Schürfe und Halden in beträchtlicher Zahl und Ausdehnung aneinander reihen, die im Mittleren Zechstein angesetzt sind. Das geförderte Material ist ein fein- bis grobkrystallinisches, durch Verwitterung dunkelbraun gewordenes, eisenreicheres Carbonat, in Form von Scherben, Schalen und derberen Massen, zum Theil auch Brauneisenstein. Wie in den genannten Gegenden dürfte auch hier dies Vorkommen als secundäre, an die Gegenwart von Sprüngen oder »Rücken« gebundene, lagerartige Anreicherung ursprünglich eisenärmeren Carbonats zu erachten sein, bleibt jedoch an Gehalt, Mächtigkeit

---

[1]) Die Stelle liegt östlich ausserhalb unserer kleinen Textkarte. — Vergl. dazu Erläuterung zu Blatt Saalfeld von Liebe und Zimmermann, S. 36.

und Erstreckung weit hinter den bekannten, reichen Lagern jener Gegend zurück. Im Ganzen scheint überhaupt hier nur derjenige Grad von Umwandlung erreicht worden zu sein, der dort die Bezeichnung »Eisenkalk« erhalten hat. Die Arbeiten sind wie gesagt meist im Mittleren Zechstein angesetzt und gehen durch denselben bis in den Unteren, wenn nicht bis auf den Schiefer. Zur Zeit reichen aber die Aufschlüsse nicht mehr aus, um die Stelle der eisenreicheren Schicht im Profil genau anzugeben, ob sie nämlich noch innerhalb des Mittleren, bezw. an seiner Basis, oder im oberen Theil des Unteren Zechsteins, entsprechend dem unteren Eisensteinflötz oder »Glimmerflötz« bei Kamsdorf, auftreten; noch weniger natürlich, um ihren etwaigen Zusammenhang mit »Rücken« oder Sprüngen darzuthun. Für die Kartirung kommen diese Fragen nicht in Betracht; überhaupt ist der fragliche Spielraum im Profil bei der hiesigen geringeren Mächtigkeit der unteren Zechsteinabtheilung nicht gross. Jedenfalls wird man nicht fehl gehen, wenn man die hiesigen Verhältnisse als eine Wiederholung in kleinerem Maassstabe derjenigen von Kamsdorf u. s. w. auffasst[1]).

Mittlerer Zechstein. (Rauhwacke, Hauptdolomit.) Die Abtheilung des Mittleren Zechsteins, nach Gestein und äusserer Erscheinung im Ganzen gut kenntlich, und hier nicht weiter in Unterabtheilungen trennbar, zeigt doch in ihrer Entwicklung von Ort zu Ort eine gewisse Veränderlichkeit; sehr bedeutend wechselt sie in ihrer Mächtigkeit, ausserdem aber kommen auch besondere Gesteinsabänderungen vor.

In seiner Hauptmasse besteht auch in hiesiger Gegend der Mittlere Zechstein aus einem krystallinischen, mitunter grobkrystallinischen, dabei mehr oder minder porösen, oft löcherigen, d. h. von drusenartig oder sonstwie gestalteten Hohlräumen durchsetzten Kalkstein bezw. Dolomit, dessen Farbe zwischen weiss, gelblich, hell- bis dunkelgrau und braun sich zu halten pflegt, und der gewöhnlich als Rauhwacke (auch Rauchwacke) bezeichnet

[1]) Dass auch in unseren Gegenden der Bergbau an »Rücken« gebunden war, giebt wenigstens J. C. W. Voigt an. Den (Braun-) Eisenstein unseres Zechsteins setzt er über das obere bituminöse Mergelschiefer- bezw. Kupferschieferflötz, also in die Nähe der Basis des Mittleren Zechsteins.

wird. Wo immer das Gestein zu stärkerer Entwicklung gelangt, bildet es die bekannten felsigen Wände, Vorsprünge und Abstürze, unter Umständen auch mehr vereinzelt auftretenden, klotzigen Felsmassen, die meistens ganz ungeschichtet erscheinen, in einzelnen Fällen dagegen Anzeichen von Schichtung erkennen lassen[1]), dabei vielfach von Klüften und Spalten durchzogen und in einzelne, unregelmässig gestaltete Blöcke und grössere Gesteinskörper getrennt sind. (Rauhkalk, Höhlenkalk der älteren Geognosten.) Die gerundeten Formen derselben kehren auch an den kleineren, aus dem endlichen Zerfall hervorgehenden Blöcken wieder und dienen in Verbindung mit der sonstigen Gesteinsbeschaffenheit zur Unterscheidung vom Kalkstein des Unteren und des Oberen Zechsteins.

In dieser Weise, als felswandbildende Rauhwacke, tritt der Mittlere Zechstein, wie schon in älteren Schriften erwähnt wird, auf zwischen Watzdorf, Böhlscheiben, Cordobang und Leutnitz, sowohl auf den Höhen als weiter abwärts bis in's Rinnthal, und an beschränkteren Stellen auch nordöstlich und südwestlich von Fröbitz; ferner bei Allendorf und endlich am Spitzberg, Querlingberg und Eierberg bei Dörnfeld und Garsitz in der Nähe von Königsee. An vielen, wenn nicht den meisten Punkten der genannten Strecken ist der mittlere Zechsteinkalk von seiner Basis ab aufwärts als Rauhwacke, zum wenigsten in einer ähnlichen petrographischen Beschaffenheit entwickelt, gleichviel ob er auf unterem Zechsteinkalk lagert, oder fast unvermittelt dem Schiefergebirge aufgesetzt ist; doch findet diese gleichmässige Entwicklung nicht überall statt. So eröffnet am Eierberg, Querlingberg und

[1]) So erkennt man bei Allendorf, da wo der Hohlweg beim südlichen Ausgang des Dorfes beginnt, und an dem von hier aus in nordöstlicher Richtung ansteigenden Feldweg, trotz der klotzigen Felsbildungen, doch eine nach NNW. mit ca. 30° einfallende Bankschichtung in der Rauhwacke. Auch an der Felswand im Rinnthal an der Landstrasse unterhalb Leutnitz dürfte eine etwa südwestlich gerichtete Schichtung angedeutet sein. Deutliche Schichtung zeigt sich im Mittleren Zechstein in dem Steinbruch südwestlich von Garsitz, am Wege nach Herschdorf, wo ein sehr fester, grauer, poröser Kalkstein zu Fundament- und Sockelquadern verarbeitet wird; die Schichtung verläuft unregelmässig, etwas wellig, die einzelnen Lagen spitzen sich oft aus.

Spitzberg der Mittlere Zechstein mit einem weissen, dichten bezw. sehr feinkrystallinischen, in dicke Bänke geschichteten Kalkstein, auf welchen erst, ohne scharfe Grenze, die eigentliche Rauhwacke folgt, welche den bei weitem grössten Theil der Mächtigkeit dieser Zechsteinabtheilung einnimmt. Poröse Structur ist bei jenem weissen Kalkstein immerhin nicht ganz ausgeschlossen, aber er wird dabei nicht grosslöcherig und unterscheidet sich auch dann hinlänglich von der höher gelegenen Rauhwacke. In seiner Folge auf den Unteren Zechstein kann man diesen weissen Kalk in dem Hohlweg sehen, welcher am westlichen Ausgang des Dorfes Garsitz beginnt [1]).

Von Königsee bis Aschau und noch eine Strecke weiter südöstlich längs dem Gebirgsrand ist der Mittlere Zechstein schwach entwickelt und so zu sagen nur durch eine Bank vertreten. Das Gestein derselben ist im Allgemeinen rauhwackeartig, kommt aber stellenweise noch mehr auf jenen weissen, porösen, dem Schaumkalk des Muschelkalkes ähnlich werdenden Kalkstein hinaus, welchen wir vom Hohlweg bei Garsitz erwähnt haben. Manchmal enthält solcher weisser, poröser Kalk kleine, eckige Bröckchen von grauem Schieferletten eingeschlossen (Unterschöblingen, Aschau). Ganz dieselben Verhältnisse, schwache Entwicklung des Mittleren Zechsteins als poröser, weisser, schaumkalkähnlicher Kalkstein, zum Theil mit Einschluss kleiner Schieferlettenbröckchen, wiederholt sich bei der Zechsteinscholle, die nahe bei Watzdorf, am untersten

---

[1]) Es ist hier, vom Dorfe beginnend, ein Profil aufgeschlossen, welches die Schichtenfolge vom untersten Zechstein bis zum Beginn des mittleren zeigt, dieselbe ist so: Zechsteinsandstein, durch Verwitterung gelblich gefärbt, mit einzelnen grösseren Quarzstückchen und Malachitpartikeln; Conglomeratbank, etwa 1 Meter stark, mit grossen, unvollkommen abgerundeten, Quarzitstücken und dolomitisch sandigem Bindemittel; dunkle, bituminöse Mergel (Kupferschieferäquivalent); ebenschichtige, braun verwitterte dolomitische bezw. mergelige Platten (Vertreter des eigentlichen Zechsteins), nicht gut aufgeschlossen; weisser, poröser, dem Schaumkalk des Unteren Muschelkalkes ähnlicher Kalk, der den Mittleren Zechstein eröffnet; hier wird das Profil durch eine Verwerfung abgeschnitten, in der wieder etwas Zechsteinsandstein steckt, und jenseits welcher cambrischer Schiefer folgt. Zu beachten ist in diesem Profil die Trennung in Zechsteinsandstein und Zechsteinconglomerat, sowie die Reduction, resp. geringe Gliederung der darauf folgenden Schichten des Unteren Zechsteins.

Theil des Abhangs der südlichen Rinnthalseite gelegen ist. Uebrigens kommt diese an Schaumkalk erinnernde Structur nicht nur in den untersten Bänken des Mittleren Zechsteins, oder bei ganz geringer Mächtigkeit desselben vor, sondern man bemerkt sie gelegentlich auch, bei viel grösserer Mächtigkeit, in höheren Theilen der Rauhwacke [1]). Eigentliche oolithische Structur (wie z. B. bei Leumnitz bei Gera) habe ich hier zu Lande nicht beobachtet. Lockerung des Gesteins bis zu schliesslichem Zerfall zu dolomitischem Sand oder Pulver findet sich, besonders in Folge von mechanischen Zerrüttungen, hier und da, wenn auch nirgends in grosser Ausdehnung [2]).

Ob in den zum Mittleren Zechstein zu stellenden Theilen unseres Zechsteinzuges auch Analoga zu den ostthüringischen Riffbildungen enthalten sind, oder nicht, darüber bin ich nicht zu völliger Gewissheit gelangt. Lagerungsverhältnisse wie Gesteinsbeschaffenheit scheinen mir die Annahme von solchen Bildungen nicht nothwendig zu verlangen. Die häufig auftretenden felsigen Steilwände an sich sprechen ja noch nicht zu Gunsten einer solchen Annahme; bei regelmässiger Lagerung können sie einfach nur Stufen im Zechsteinprofil, bei gestörter durch Verwerfungen hervorgerufen worden sein. Wichtig für die Entscheidung der Frage ist die Gesteinsbeschaffenheit. Diese nun dürfte nur in den wenigsten Fällen der typischen Beschaffenheit des Riffgesteins von Pössneck u. s. w. gleich werden, manchmal indess sich derselben nähern; an keiner Stelle fand sich jener Reichthum an kleinen Versteinerungen in Verbindung mit der charakteristischen petrographischen Ausbildung des »Riffgesteins«. Hier und da

[1]) Die schaumkalkähnliche Structur kommt auch weiterhin im thüringischen Mittleren Zechstein vor; vergl. Liebe und Zimmermann, Erläuterung zu Blatt Saalfeld S. 35. — Ferner Zimmermann, Dieses Jahrbuch für 1887, S. XLVIII. (Zechstein des Blattes Crawinkel).

[2]) Bekanntlich findet bei diesem Vorgang eine Art Dolomitisirung in Folge Wegführung gelösten Calciumcarbonats statt. In diese Klasse von Erscheinungen gehört auch die Erzeugung von eisen- und manganhaltigen Farberden, als Rückständen von Zechsteinkalkbänken, die bei stark geneigter Stellung die lösende Wirkung der Tagewässer erfahren haben. (Farberdegruben bei Beulwitz unweit Saalfeld.)

kommen Stücke vor, die ziemlich viel Bryozoen, besonders *Fenestella*, enthalten, letztere liegen jedoch, worauf mich Herr Dr. Zimmermann aufmerksam machte, mehr zerstreut nach verschiedenen Richtungen im Gestein, nicht, wie im echten Riffgestein, nach derselben Richtung.

Die Mächtigkeit unseres Mittleren Zechsteins ist nach dem Gesagten sehr wechselnd. Während sie in einigen Strecken die einer starken Bank nicht überschreitet, erhebt sie sich, wo die Rauhwacke stark entwickelt ist, vielleicht auf 60 Meter und mehr[1]). Zur systematischen Aufsammlung von Versteinerungen des Mittleren Zechsteins boten unsere geologischen Aufnahmen keine Gelegenheit[2]).

Weiter oben haben wir die Erscheinung der Verkieselung aus Unterem Zechstein erwähnt; sie wiederholt sich in etwas stärkerem Grade im Mittleren. Zwischen Allendorf und dem Rabenhügel auf der Verebnung nördlich von dem letzteren, unweit Schwarzburg, liegen im Bereich des Mittleren Zechsteins viele Blöcke eines dunkelgrauen bis graubraunen, drusig porösen, vollkommen quarzigen Gesteins, welches, wie mir scheint, mit dem von Zimmermann[3]) im Bereich von Blatt Crawinkel, weiter nordwestlich im Thüringer Walde gefundenen, ebenfalls in Blöcken vorkommenden, verkieselten Zechstein übereinstimmt; der dort durch Versteinerungen gelieferte vollgültige Beweis für die Um-

---

[1]) Dieser Wechsel in der Mächtigkeit war den älteren Geologen schon wohl bekannt. Vergl. v. Hoff a. a. O. S. 375 f.

[2]) Geinitz führt (Dyas, Bd. II, 1862, im Verzeichniss der geologischen und geographischen Verbreitung der Versteinerungen) aus dem Mittleren Zechstein unseres Gebietes Folgendes an: *Turbo helicinus* Schloth. sp. vom Ottenbiel, von Fröbitz und Watzdorf; *Pleurophorus costatus* Brown. sp. von Fröbitz; *Avicula speluncaria* Schloth. vom Ottenbiel; *Gervillia ceratophaga* Schloth. sp. ebendaher; *Gervillia antiqua* Mün. von Leutnitz und Fröbitz; *Terebratula elongata* Schloth. vom Ottenbiel; *Spirifer cristatus* Schloth. ebendaher; *Strophalosia excavata* Gein. vom Ottenbiel und von Watzdorf; *Fenestella retiformis* Schloth. sp. vom Ottenbiel; *Acanthocladia anceps* Schloth. sp. ebendaher. — Gelegentlich der Specialaufnahme fand sich ausser einigen der genannten Formen auch noch *Camarophoria Schlotheimi* (Eierberg bei Königsee) und *Acanthocladia dubia* (Gegend von Watzdorf).

[3]) Dieses Jahrbuch für 1886, S. XLVII ff., 1887, S. LII f. — Blöcke verkieselten Zechsteindolomits vom Odenwald erwähnt Chelius, Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde etc. 1888, IV. Folge, 9. Heft, S. 38 f.

wandlung aus Zechstein steht allerdings hier noch aus. Unweit dieser Stelle wurde auch an anstehendem weissem mittleren Zechsteinkalk von rauhwackeartiger Beschaffenheit theilweise erfolgte Verkieselung beobachtet, die dann auch mikroskopisch und chemisch bestätigt werden konnte.

Oberer Zechstein. Ueber den Unteren Letten ist wenig zu bemerken. Bedeutendere, abbauwürdige Gypslager kommen in demselben vor bei Dörnfeld und Königsee, sowie am Kalkberg bei Allendorf; an einigen Stellen finden sich nur geringere derartige Einlagerungen oder Spuren davon, grossentheils mag auch wie anderwärts der Gyps durch Auswaschung entfernt sein. Am Gypshügel bei Dörnfeld stehen die Gypsmergel wohl 40—50 Decimalfuss mächtig an und reichen bis fast an den Plattendolomit, von welchem sie nur durch wenige Schichten grauer Mergel getrennt werden; kaum weniger mächtig dürften die Gypsschichten am Kalkberg sein, doch wird diese Stärke gewiss nicht überall erreicht. Hier und da, doch ziemlich spärlich, sind in dem Letten Knollen eines grauen thonigen Kalkes oder Dolomites eingelagert; nur eine Abänderung bezw. ein Umwandlungsproduct derselben dürften Knollen und Rinden thonigen Brauneisensteins sein, welche bei Allendorf früher sogar als Eisenerz gewonnen worden sind. Sandige Lagen habe ich zwischen den Letten und Mergeln dieser Stufe in unserer Gegend nicht beobachtet. An einem gelegentlichen Aufschluss bei Leutnitz zeigte sich an der oberen Grenze der Stufe deutliche Wechsellagerung des roth und grau nach der Schichtung gestreiften Lettens mit den untersten Bänken des Plattendolomits.

Oestlich von Bechstädt und südlich von da, in der Gegend des Trippsteins, findet allem Anschein nach directe Auflagerung des Unteren Lettens auf das Schiefergebirge statt. Der Letten ist zwar stark mit Schieferschutt vermischt und durch solchen verdeckt, meistentheils wohl auch schon abgewittert und entfernt, an einigen Stellen indess ist er deutlich zu erkennen[1]). Es ist

[1]) Am Feldweg östlich von Bechstädt, etwas oberhalb der Horizontalen von 1100 Decimalfuss; besser noch in der Lettengrube etwas nördlich vom Fahrweg von der Fasanerie nach dem Trippstein, wo auch die Mergelknollen im Letten vorkommen. An dem genannten Fahrweg finden sich im Bereiche des auch hier

dies also eine Fortsetzung der oben schon bemerkten übergreifenden Auflagerung einzelner Zechsteinstufen auf das alte Gebirge, die allerdings nicht weiter aufwärts reicht, insofern directe Auflagerung des Plattendolomits auf dasselbe hier nicht beobachtet worden ist.

Oberer Zechsteinkalk und -Dolomit. Der typische Plattendolomit des Oberen Zechsteins kommt in unserer Gegend ganz so vor, wie man ihn auch anderwärts zu sehen gewohnt ist. Seine Lager trennen sich in mässig starke, $^1/_5$ Meter in der Dicke oft nicht überschreitende und kaum durch thonige Zwischenlagen geschiedene Platten. Das Gestein ist dicht, spröde, kaum porös, dunkelrauchgrau in frischem, gelblich in verwittertem Zustand, oft auch in der Schichtrichtung etwas streifig; die Platten sehen auf der Oberfläche nicht selten unregelmässig grubig aus. Dieselben sind vielfach gesprungen und zerklüftet, insoweit die Lagerung in der bekannten Weise, welche auf die Entstehung unterlagernder Gypsflötze aus Anhydrit, und spätere Auslaugung sich zurückführen lässt, gestört worden ist; zerrüttete Bänke können durch Wiederverkittung ein breccienartiges Aussehen erlangt haben, in anderen Fällen hat durch Vorherrschen auslaugender Einflüsse Zerfall zu Dolomitsand stattgefunden. Der obere Zechsteinkalk ist aber nicht durchweg als Plattendolomit entwickelt, sondern es kommt auch in gewissen Strecken eine Ausbildung als Zellenkalk bezw. -Dolomit vor, so besonders in der Gegend zwischen Fröbitz, Quittelsdorf und Watzdorf. In dieser Form bildet das Gestein hier und da klotzige Felsmauern, und erlangt eine gewisse äusserliche Aehnlichkeit mit der Rauhwacke des Mittleren Zechsteins; bei näherer Vergleichung sieht man aber, dass dasselbe in seiner feinkrystallinischen bis dichten Structur, den hier und da hervortretenden schichtigen Streifen und der hellen Färbung des Ver-

---

stark durch Schieferschutt bedeckten und mit solchem vermischten Lettens recht viel Stücke einer aus kleinen Schieferstückchen bestehenden, mürben Breccie; nur vermuthungsweise kann angenommen werden, dass dieselbe die Unterlage des Lettens bildet und unmittelbar dem Schiefergebirge aufliegt, indem sie so zugleich eine Andeutung von Zechsteinconglomerat darstellt, während allerdings die Kalkbildungen des Unteren und Mittleren Zechsteins hier fehlen würden.

witterungsbodens entschieden mehr dem Plattendolomit als dem Hauptdolomit oder der Rauhwacke gleicht, und dass auch die die Gesteinsmasse durchziehenden Höhlungen in beiden Fällen etwas verschieden gestaltet sind. Soweit diese Entwicklung des oberen Zechsteinkalkes reicht, pflegt sie den unteren Theil dieser Stufe zu bilden, der zunächst auf den Unteren Letten folgt[1]); aufwärts geht sie in den eigentlichen Plattendolomit über. Der letztere kann übrigens auch ohne jene Zellenkalk-Entwicklung sofort das Hangende des Unteren Lettens bilden; es ist dies von Strecke zu Strecke verschieden. — An Versteinerungen ist der Plattendolomit wie gewöhnlich arm und liefert nur die bekannten Steinkerne von *Schizodus* und *Aucella*.

Der eigenthümliche Vorgang der Verkieselung, den wir schon beim Unteren und Mittleren Zechstein erwähnt haben, scheint bei dem oberen Zechsteinkalk in noch grösserer Verbreitung stattgefunden zu haben. Nachdem diese Erscheinung zunächst an gelbbraunen Plattendolomitstücken von Pennewitz in verschiedenen Stadien, bis zu völliger Verkieselung bemerkt worden war[2]), kam in Frage, ob nicht die in grosser Zahl vorhandenen Blöcke eines gelbbraunen dichten Quarzits, wie sie besonders in der Cordobanger Gemarkung zerstreut vorkommen, und sich auch noch weiter westlich finden, für verkieselten oberen Zechsteinkalk angesehen werden müssen, statt für Braunkohlenquarzit, wie anfänglich die Meinung war, umsomehr als sie mit sonstigen Braun-

[1]) Auch weiterhin im thüringischen Zechstein wiederholt sich dies: vergl. Weiss, dieses Jahrbuch für 1885, S. XXXVI.

[2]) In Dünnschliffen dieser Vorkommnisse giebt sich der Zustand der theilweise erfolgten Verkieselung in kleinen Anhäufungen von krystallinischem Quarzmosaik zu erkennen, welche das Gewebe der Carbonatkryställchen unterbrechen und durchziehen; bei völliger Verkieselung ist von letzteren nichts mehr vorhanden. In den Dünnschliffen fällt auf, dass die Brauneisenpartikelchen, welche bei mangelnder Verkieselung das Ganze gleichmässig durchstäuben, bei eingetretener Verkieselung in kleinen Flecken oder sonstigen Anhäufungen von verschiedener Form sich angesammelt haben, zwischen denen die krystallinische Quarzmasse desto reiner hervortritt. — Präparate der früher erwähnten verkieselten Vorkommnisse von Allendorf (aus Mittlerem Zechstein), sowie auch der von Cordobang, lieferten ähnliche Bilder, bei den letztgenannten war die Concentrirung der Brauneisenpartikelchen weniger ausgesprochen.

kohlenquarzitproben aus Thüringen petrographisch nicht übereinstimmen. Der Structur nach würden sie sich zum Theil auf umgewandelten Plattendolomit, zum Theil aber auch auf umgewandelten cavernösen, oberen Zechsteinkalk beziehen lassen, mit welchem ganz besonders manche jener Quarzitblöcke grosse Formähnlichkeit besitzen. Es ist namentlich eine Stelle nordöstlich von Cordobang, wo sich für diese Erklärung der genannten Blöcke noch ein anderer Wahrscheinlichkeitsgrund geltend machen lässt. Dort häuft sich nämlich auf einer vom Unteren Letten des Oberen Zechsteins eingenommenen Fläche die Zahl der Quarzitblöcke ganz bedeutend, und an einer Stelle dermaassen, dass von dem Lettenboden gar nichts mehr zu sehen ist und die Blöcke ein wahres Haufwerk bilden, welches recht wohl der zerfallene Rest einer verkieselten, ehemaligen Auflagerung von oberem Zechsteinkalk sein könnte; man müsste denn ein künstliches Zusammentragen annehmen, was ich nicht für wahrscheinlich halte. Die Ursache der vermutheten Verkieselung bleibt aber auch hier unaufgehellt.

Die Stufe des Oberen Lettens ist selten einmal deutlich aufgeschlossen und zeigt dann nur eine geringe Mächtigkeit, die sich auf einige Meter, mitunter noch weniger, veranschlagen lässt; meistens scheint auf den obersten Plattendolomit so gut wie unmittelbar Bröckelschiefer und die ersten sandigen Lagen des Buntsandsteins zu folgen, so dass eine besondere Ausscheidung von Oberem Letten auf der Karte nur constructiv auszuführen ist [1]). An den wenigen Stellen, wo diese Stufe deutlich vorhanden ist, zeigt sie sich gebildet aus rothen oder graublauen oder noch dunkleren Letten, welche Bänkchen und Platten dolomitischen Gesteins mit unebener, knolliger Oberfläche enthalten.

Die Lagerung des Zechsteins in der hier besprochenen Gegend ist nichts weniger als regelmässig. Das Ausstreichen seiner Schichten stellt sich vielmehr als ein sehr unregelmässig

[1]) Wenn man die ersten sandigen Lagen als Beginn des Buntsandsteins annimmt, fällt der Streifen, der den Oberen Letten darstellt, auf der Karte in der That meist verschwindend schmal aus.

verlaufendes, aus- und einspringendes, mit Zacken und halbinselartigen Vorsprüngen versehenes Band von ganz ungleicher Breite dar, welches sich zwischen dem alten Schiefergebirge des südöstlichen Thüringer Waldes einerseits und den ihm nordwärts vorgelagerten Buntsandsteinschichten andererseits hinzieht und dabei noch vielfach zerschnitten, getrennt und verschoben ist; obendrein treten einzelne Zechsteinausstriche inselartig im Gebiet des Schiefergebirges und in dem des Buntsandsteins auf. Diese Art von Lagerung hängt damit zusammen, dass das Gebiet von einer grösseren Zahl verschieden gerichteter und auch ihrem Wirkungsgrade nach ungleicher Verwerfungen durchschnitten wird, an welchen die Schichten Verschiebungen erlitten haben, so dass nun die getrennten Theile einer und derselben Schicht ganz verschiedenes Streichen und Fallen erhalten haben und verschiedene absolute Höhenlagen einnehmen.

Geht man die Umgrenzungslinien der Zechsteinausstriche einzeln durch, so findet sich, dass sehr viele davon den genannten Störungen angehören, während die übrigen in der ursprünglichen Auflagerungsfläche des Zechsteins auf das alte Gebirge, oder andererseits in der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf den Zechstein gelegen sind. Es sind indess nicht nur wirkliche Sprünge oder Verwerfungen, sondern auch sattel- und gewölbeartige Biegungen, theils flachere, theils schärfere, welche auf die Lagerung von Einfluss gewesen sind; diese Art von Störungen spricht sich besonders aus in dem Auftauchen der oberen Zechsteinschichten im Gebiet des Buntsandsteins, so namentlich bei Allendorf und nordwestlich von da [1]).

Einige der genannten Verwerfungen liegen in der Hauptverwerfungsrichtung des Thüringer Waldes, nämlich in SO., NW.;

---

[1]) Es ist hierbei nicht nur an die bekannte Aufwölbung und Berstung der Plattendolomitschichten in Folge Entstehung der darunterliegenden Gypslager aus Anhydrit zu denken, sondern auch an Bewegungen, welche umfassende Theile des Schichtengebäudes in gewisser Richtung ergriffen haben und welche ihrerseits mit den Verwerfungen in ursächlichem Zusammenhang stehen, wie z. B. eben in der Strecke bei Allendorf und weiter NW.; mögen ja doch oft genug solche Bewegungen und die durch sie bewirkten Sprünge erst Anlass und Einleitung gewesen sein zu jenem grossentheils chemisch sich abspielenden Vorgang.

so mehrere Störungslinien im mittleren Gebiet, bei Bechstädt, Allendorf, Köditz, Horba, kleinere auch weiter östlich und westlich [1]); andere ziehen quer zu dieser Richtung, so aus der Gegend von Allendorf gegen Quittelsdorf hin, wieder andere befolgen noch andere Richtungen. Die Lagerung in unserer Gegend steht überhaupt in merklichem Gegensatz zu der Lagerung in jenen Strecken, wo der Rand des eigentlichen Thüringer Waldes bezw. die Grenze des älteren Gebirges gegen das jüngere, ziemlich geradlinig SO., NW. hinzieht, wie das weiter östlich, zwischen Blankenburg, nämlich dem Rinnthal zunächst oberhalb Blankenburg, und Saalfeld, sowie weiter westlich, bei Ilmenau, Elgersburg u. s. w. der Fall ist. Dort erschöpften sich die Bewegungen der Erdkruste, welche der Entstehung dieses Gebirges zu Grunde liegen, mehr in der Anlage einer grossen, SO.—NW. ziehenden Verwerfung, und die Zechsteinschichten begleiten dieselbe als ein einfacher, ziemlich regelmässig verlaufender Streifen; hier bethätigten sie sich in der Ausbildung zahlreicher, weniger starker und weniger richtungsbeständiger Störungen, und dementsprechend erscheinen die Zechsteinschichten gleichsam wie verzettelt [2]). Damit steht auch das orographische Verhalten im Zusammenhang; dort erhebt sich das alte Gebirge in weithin sichtbarem Steilabfall und trennt sich in ihm deutlich von den jüngeren Schichten, hier verflacht es sich allmählicher ohne in die Augen fallende Grenze.

Was die Lage der Zechsteinschichten in unserem Gebiete des Näheren betrifft, so liegen sie auf der Höhe des Gebirges zwischen Böhlscheiben, Cordobang und der Henkertskuppe ziemlich flach, von da gegen das Rinnthal hin fallen sie im Allgemeinen nordöstlich, nördlich und nordwestlich ein, je nachdem wir von Osten westwärts vorschreiten. Dieselben bald mehr bald

---

[1]) Diese kleineren werden erst bei grösserem Maassstab der Karte deutlich, wenn die einzelnen Stufen des Zechsteins getrennt zur Darstellung kommen.

[2]) Zimmermann (Dieses Jahrbuch für 1887, S. LIII ff.) hat diesen Unterschied bereits hervorgehoben und näher beleuchtet. — Zunächst S. bei Blankenburg erscheint in unserem Gebiete ein solcher schmaler Zechsteinstreifen an der von Saalfeld herkommenden Hauptverwerfung, welche dann weiter eine Strecke lang im Rinnthal liegt und deren Wirkungen noch weiterhin nach NW. bemerkbar sind.

weniger von N. abweichenden Einfallrichtungen kehren auch weiterhin gegen Königsee und darüber hinaus wieder, sie sind aber im Einzelnen so sehr von den zahlreichen Verwerfungen und Aufwölbungen abhängig, dass sich eine allgemeine Regel in dieser Beziehung nicht geben lässt.

Dass die geringe Erzführung, welche im Unteren Zechstein unserer Gegend in früheren Zeiten bergbauliche Unternehmungen veranlasst hat, aller Wahrscheinlichkeit nach, wie im Kamsdorfer Revier, an Störungen (Rücken, Sprünge) gebunden ist, wurde weiter oben schon erwähnt. Nicht anders verhält es sich mit dem Schwerspath, welcher, abgesehen von ganz untergeordneten Vorkommnissen, im Bereiche des Mittleren und Unteren Zechsteins an verschiedenen Stellen unweit Pennewitz, Dörnfeld, Allendorf, Leutnitz, in etwas grösserer Menge auftritt, und an einigen derselben noch jetzt Gegenstand der Gewinnung ist. Wiederholt konnte aus der Lage der Schürfe oder Schächte geschlossen werden, dass die schwerspathführenden Klüfte im Allgemeinen sich in Richtung SO.—NW. halten, und umgekehrt wurde wiederholt auf deutlich nachzuweisenden, in dieser Richtung streichenden Verwerfungen das Vorkommen jenes Minerals in grösseren Ausscheidungen beobachtet. Nicht immer jedoch scheinen es regelmässig verlaufende, einfache Klüfte zu sein, welche dasselbe führen; vielmehr scheint das Verhalten oft so zu sein, dass das Gestein in der genannten Richtung auf eine gewisse Breite hin von kürzeren Gängen und Gangtrümern des Schwerspaths durchschwärmt wird [1]).

---

[1]) Vergl. Erläuterung zu Blatt Saalfeld, von Liebe und Zimmermann, S. 64, wonach der Schwerspath im Kamsdorfer Revier nur auf den Spalten in h. 9 vorkommt.

Der im Lichthof der Königl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie aufgestellte Baumstumpf mit Wurzeln aus dem Carbon des Piesberges.

Von Herrn **H. Potonié** in Berlin.

(Hierzu Tafel XIX—XXII.)

Im Piesberger Steinkohlenbergwerk bei Osnabrück sind — wie aus einer kurzen Mittheilung aus der Feder des früheren Directors des in Rede stehenden Bergwerkes, Herrn Karl Temme, hervorgeht [1]) — häufig mächtige, stammähnliche Steinkerne beobachtet und zu Tage gefördert worden, die vornehmlich dem Hangenden der Oberbank des Flötzes »Zweibänke« entstammen. Das Museum der Königl. geologischen Landesanstalt besitzt ein solches etwa 4 Meter langes Petrefact vom Piesberge, das bisher — wohl wegen seiner an die *Sigillaria*-Unterabtheilung *Rhytidolepis* erinnernden aber unregelmässigen Längsfurchung — für eine *Sigillaria* gehalten worden ist und welches sich zur Zeit in der nordöstlichen Ecke der Gallerie befindet, die sich in der Höhe des ersten Stockwerkes um den Lichthof herumzieht. Herr Temme

---

[1]) Temme, »Der am Piesberg gefundene und aufgestellte Wurzelstock einer »*Sigillaria*« S. 266 u. 267 des sechsten Jahresberichtes des naturwissenschaftlichen Vereins zu Osnabrück. Osnabrück 1885.

sagt [1]) über diese Gebilde: »Man hielt die fossilen Reste seither für Lepidodendron- oder Sigillarien-Stämme, ohne sie jedoch näher bestimmen zu können«.

»Beim Aufzimmern einer zu Bruche gegangenen Wetterstrecke im Flötz Zweibänke — fährt unser Autor fort — wurde beobachtet, dass die Stämme, mit der Spitze nach unten gerichtet, in den umgebenden Schieferthon eingelagert sind und dass die dicker werdenden Theile nach oben sich zu einem gemeinsamen Stamme vereinigen, der rechtwinklig gegen das Fallen der Gebirgsschichten in die übergelagerten Schieferthon-, Sandstein- und Conglomerat-Schichten fortsetzt. Man hat es also nicht mit Stämmen sondern mit Wurzeln von Stämmen zu thun, welche in dem über dem Flötz abgelagerten Schieferthon gewachsen sind und sich noch an der ursprünglichen Vegetationsstelle befinden«.

Bei dem erhöhten Interesse, welches die Petrefacten durch diesen Befund gewannen, wurden auf Veranlassung des Herrn TEMME und unter umsichtigster Leitung des Herrn Obersteigers THEODOR SCHAEFER in den Jahren 1884—1886 vier derartig vollständige Petrefacten im Bergmittel verfolgt und mühsam stückweise zu Tage gefördert.

Das erste (jetzt Berliner) Exemplar wurde nach Mittheilungen des Herrn SCHAEFER auf der Wetterstrecke Bremsberg V, 16 Meter flach über der Grundstrecke des Flötzes Zweibänke am Südflügel aufgefunden. In circa 35 Meter nordwestlicher Entfernung von diesem Fundpunkte fand sich im Pfeiler über West No. 2 das zweite (jetzt Osnabrücker) Exemplar. In etwa 7 Meter weiterer nordwestlicher Entfernung von dem letzteren wurde in demselben Pfeiler das dritte und wiederum in demselben Pfeiler ca. 20 Meter nordwestlich vom zweiten das vierte Exemplar gefunden. Alle standen mit ihren Stämmen senkrecht auf den Schichtungsflächen. Leider haben die beiden letzten, kleineren Exemplare keine Verwerthung gefunden; sie haben lange im Freien gelegen und sind verwittert. Innerhalb der Fundstellen von diesen vier Exemplaren in einer Längenausdehnung von etwa 60 Meter und einer

[1]) l. c. S. 266.

Breitenausdehnung von etwa 50 Meter, insbesondere im Pfeiler West 1, ausserdem im Ostpfeiler 3, ca. 50 Meter vom Bremsschachte entfernt, sind dann noch viele Wurzelreste gefunden, die aber nicht weiter beachtet und verfolgt worden sind, weil die vorerwähnten beiden kleineren Exemplare noch keine Liebhaber gefunden hatten. Auch an anderen Stellen im Hangenden des Flötzes Zweibänke sind mächtige Wurzeln gefunden worden. Nach alledem scheinen also hier zahlreiche Stämme gestanden zu haben.

Von den Stammtheilen sind nur Stümpfe erhalten geblieben, beziehungsweise gefördert worden. Die beiden zuerst gefundenen, besten Exemplare wurden zunächst — das eine, später (1885) geförderte vor dem alten Osnabrücker Museum, dem ehemaligen Amts-Gerichtsgebäude, das andere, 1884 gefundene unweit des Schachtes, jedes unter einem besonders errichteten, hölzernen Pavillon aufgestellt. Das erstere hat nunmehr im neuen Osnabrücker Museum seinen definitiven Platz gefunden, das zweite ist im Jahre 1889 in den Besitz der Königl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie in Berlin gelangt. Dieses letztere Exemplar ist das wissenschaftlich werthvollere; ich gebe im Folgenden seine ausführliche Beschreibung.

Zur Orientirung über das äussere Aussehen des Fossils bietet Tafel XIX eine phototypische Darstellung desselben und zur Würdigung der Grössenverhältnisse die nachfolgende von Herrn Prof. A. Schneider verfasste Tabelle mit genauen Maassangaben, bei deren Studium der zugehörige geometrische Grundriss des Petrefactes auf Tafel XX zu vergleichen ist.

Es geht aus den Zahlen hervor, dass unser Petrefact das grösste palaeozoische des Kontinentes ist. Das in Osnabrück gebliebene Exemplar nimmt zwar einen grösseren Flächenraum ein, weil die Längenausdehnungen der Wurzelenden die des Berliner Exemplares übertreffen; aber bei dem Berliner Exemplar sind die Wurzeln viel mächtiger entwickelt und von dem Stamm ist ein tüchtiger Stumpf erhalten, der bei dem Osnabrücker vollständig fehlt.

In dem Grundriss Tafel XX ist

a das Centrum des Stammes im Niveau der ersten Dichotomie[1]).

ab	= 0,56 Meter	} Maasse vom Centrum bis zu den Endpunkten der Gabellinie *bac* der ersten Dichotomie.	
ac	= 0,54 »		
ad	= 0,63 »	} Maasse vom Centrum nach den Gabelpunkten der Dichotomieen 2. Ordnung.	
ae	= 0,61 »		
be	= 0,72 Meter	; zugehöriger oberer Umfang	= 0,85 Meter
bd	= 0,87 »	; » » »	= 1,12 »
cd	= 0,97 »	; » » »	= 1,27 »
ce	= 0,74 »	; » » »	= 0,94 »
fk	= 1,00 »	} Horizontalmaasse bis zu den Dichotomieen 3. Ordnung.	
gl	= 0,61 »		
hm	= 0,43 »		
in	= 0,70 »		
kk'	= 0,29 »	; zugehöriger oberer Umfang	= 0,35 Meter[2]),
kk''	= 0,31 »	; » » »	= 0,41 »
ll'	= 0,59 »	; » » »	= 0,80 »
ll''	= 0,55 »	; » » »	= 0,71 »
mm'	= 0,51 »	; » » »	= 0,62 »
mm''	= 0,46 »	; » » »	= 0,62 »
nn'	= 0,32 »	; » » »	= 0,55 »
nn''	= 0,35 »	; » » »	= 0,47 »
$k_1 o$	= 1,29 »	} Horizontalmaasse von der Dichotomie 3. Ordnung *k* bis zu den Enden der Wurzelstücke,	
$k_2 p$	= 1,28 »		
	1,31 »	= zugehörige geneigte Länge nach *o*,	
	1,30 »	= » » » » *p*,	
$l_1 q$	= 1,51 »	, Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung *l* zur Dichotomie 4. Ordnung *q*,	
	1,58 »	= zugehörige geneigte Länge,	

[1]) Nach meinen Angaben sind in der Tabelle als 1. Dichotomie die Theilung des Petrofactes in die beiden Hauptstücke, die durch die Linie *bac* getrennt werden, als Dichotomieen 2. Ordnung die Punkte *d* und *e*, als Dichotomieen 3. Ordnung die Punkte *klmn* u. s. w. bezeichnet. Wir werden weiter hinten sehen, welche Gründe zu diesen Deutungen veranlasst haben. Potonié.

[2]) Die gemessene obere Umfangslinie weicht im Grundriss entsprechend seitlich von der punktirten geraden Verbindungslinie ab. Die Zahlen dienen dazu, das Maass der Wölbung der betreffenden Wurzeln zu veranschaulichen. Schneider.

$l_2 r$ =	2,20 Meter,	Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung l bis zum Ende des Wurzelstückes r[1]),
	2,38 »	= zugehörige geneigte Länge,
$m_1 s$ =	0,83 »	, Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung m zur Dichotomie 4. Ordnung s,
	0,96 »	= zugehörige geneigte Länge,
$m_2 t$ =	1,01 »	, Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung m bis zum Ende des Wurzelstückes t,
	1,11 »	= zugehörige geneigte Länge,
$n_1 u$ =	1,13 »	, Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung n bis zum Ende des Wurzelstückes u,
	1,20 »	= zugehörige geneigte Länge,
$n_2 v$ =	0,94 »	, Horizontalmaass von der Dichotomie 3. Ordnung n bis zur Dichotomie 4. Ordnung v.
	0,99 »	= zugehörige geneigte Länge,
$q q'$ =	0,18 »	; zugehöriger oberer Umfang = 0,21 Meter,
$q q''$ =	0,22 »	; » » » = 0,24 »
$s s'$ =	0,35 »	; » » » = 0,39 »
$s s''$ =	0,30 »	; » » » = 0,35 »
$v v'$ =	0,18 »	; » » » = 0,20 »
$v v''$ =	0,20 »	; » » » = 0,22 »
$q_1 w$ =	0,53 »	Horizontalmaasse von der Dichotomie 4. Ordnung q nach den Enden der Wurzelstücke w und x,
$q_2 x$ =	0,49 »	
$s_1 y$ =	1,22 »	Horizontalmaasse von der Dichotomie 4. Ordnung s nach den Enden der Wurzelstücke y und z,
$s_2 z$ =	1,06 »	
	1,25 »	= zugehörige geneigte Länge nach y,
	1,11 »	= » » » » z,
$v_1 z_1$ =	0,24 »	Horizontalmaasse von der Dichotomie 4. Ordnung v nach den Enden der Wurzelstücke z_1 und z_2,
$v_2 z_2$ =	0,55 »	

[1]) Die in der Mitte zwischen l und r vorhandene Dichotomie 4. Ordnung bleibt wegen Fehlens des einen Zweiges derselben — der nach mündlicher Mittheilung des Herrn Bergdirectors Temme bei der Zutageförderung noch dagewesen, dann aber verloren gegangen ist — in der obigen Tabelle ausser Acht. Potonié.

4,00	Meter	=	Umfang des Stammes im Niveau der ersten Dichotomie,
2,53	»	=	Umfang des Stammes 0,82 Meter über der ersten Dichotomie,
2,45	»	=	Umfang des Stammes am oberen Ende.
1,30	»	=	Höhe des Baumstumpfes über *b*,
1,25	»	=	» » » » *c*,
0,71	»	=	Höhe des höchsten Wurzelendes z_2 über dem Boden,
0,02	»	=	» » niedrigsten » *r* » » »
0,88	»	=	» der Dichotomie 1. Ordnung *b* » » »
0,87	»	=	» » » » » *c* » » »
0,79	»	=	» » » 2. » *d* » » »
0,99	»	=	» » » » » *e* » » »
0,61	»	=	» » » 3. » *k* » » »
0,46	»	=	» » » » » *l* » » »
0,49	»	=	» » » » » *m* » » »
0,69	»	=	» » » » » *n* » » »
0,44	»	=	» » » 4. » *q* » » »
0,20	»	=	» » » » » *s* » » »
0,64	»	=	» » » » » *v* » » »

Was nun zunächst die »Wurzel«[1]) unseres Petrefactes hinsichtlich ihrer Gestalt betrifft, so zeigt sich diese streng dichotom verzweigt, scheinbar allerdings zunächst viertheilig und erst jeder dieser Theile dichotom. Das zeigt ohne Weiteres der Grundriss Tafel XX. Dieser Grundriss demonstrirt sogar, dass sich die

[1]) Ich bezeichne den unterirdischen Theil des Petrefactes in dieser Abhandlung stets kurz als Wurzel, womit ich aber nur sagen will, dass der in Rede stehende Theil in physiologischer Hinsicht eine Wurzel ist; in morphologischer Hinsicht ist er ein Rhizom. Denn die Narbenform, die z. B. durchaus der von den Nadeln auf den Stengeltheilen der Weiss- oder Edeltanne (*Abies alba* Miller) hinterlassenen gleicht, ihre quincunciale Stellung und die exogene Entstehung, sowie die damit in Zusammenhang stehende Abfälligkeit der Appendices spricht durchaus für die Blattnatur der letzteren. — Vergl. diesbezüglich W. C. Williamson: »A monograph on the morphology and histology of Stigmaria ficoides« in »The palaeontographical society«. London 1887. Ferner z. B. auch H. Graf zu Solms-Laubach: »Einleitung in die Palaeophytologie« p. 295 ff. (Leipzig 1887) oder A. Schenk: »Die fossilen Pflanzenreste« p. 97 ff. (Breslau 1888).

Wurzel ohne jede Deutelei als von vorn herein dichotom betrachten lässt. Denn die gegenüber befindlichen Buchten *b* und *c* liegen dem in derselben Ebene genommenen Stamm-Mittelpunkt *a* am nächsten; sie sind besonders stumpf und machen aus diesen beiden Gründen den Wurzelkörper von vorn herein zweitheilig. Durch die Linie *b a c* wird also die Achsel der ersten Dichotomie markirt. Es erinnert das an das gewöhnlich »zweilappige« *Isoëtes*-Stämmchen. Das Osnabrücker Exemplar zeigt eine solche deutliche Sonderung in zwei Theile nicht: hier erscheinen von vorn herein vier gleichmässig entwickelte Abzweigungen, die gleichwerthig zu sein scheinen, die aber gewiss auch als zweifach dichotom zu deuten sind, derartig, dass die beiden Dichotomieen zweiter Ordnung sofort nach Bildung der ersten zur Entwicklung gekommen sind. Auch andere Figuren in der Litteratur sprechen dafür, dass die Wurzelverzweigung der mit dem unserigen zu vergleichenden Carbonstämme auch vom ersten Beginn an streng dichotom ist[1]); alle Fälle, wo eine Viertheilung vorzuliegen scheint, lassen sich wie das Osnabrücker Exemplar deuten, und bei den Stämmen mit *Stigmaria*-Wurzeln, die sich an der Basis in viele (mehr als vier), scheinbar gleichwerthige Theile gliedern, mögen die Dichotomieen noch schneller auf einander gefolgt sein; so z. B. bei dem *Sigillaria*-Stamm, den Rich. Brown beschreibt[2]). Im Allgemeinen werden aber — das lehren die Objecte — besonders die beiden Dichotomieen 2. Ordnung unmittelbar nach Entstehung der ersten zur Entwicklung gekommen sein, sodass die Basis des Stammes gewöhnlich jene charakteristischen Kreuzfurchen zu erkennen giebt, die — nach mündlicher Mittheilung des Herrn Temme — auch bei unserem Petrefact sehr deutlich bemerkt worden sind. Ich kann es nicht unterlassen,

---

[1]) Vergl. z. B. die Zeichnung Otto Weber's — auf Tafel XII in Bd. III der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin 1851 — in Göppert's Abhandlung: »Ueber die *Stigmaria ficoïdes* Brongn.« — Ferner Fig. 14 auf Tafel B und Fig. 2 auf Tafel IV im Atlas zu Goldenberg: »Die Pflanzenversteinerungen des Steinkohlengebirges zu Saarbrücken«. Saarbrücken 1855 u. ff.

[2]) Rich. Brown: »Description of erect Sigillariae with conical Tap Roots, found in the roof of the Sidney Main Coal« in Proceed. geol. Soc. Quart. Journ. 1849, p. 393.

hier nochmals an *Isoëtes* zu erinnern, deren Stamm bei allen Arten der Länge nach von 2 oder 3, in Ausnahmefällen 4, ja sogar 5 auf der Unterseite des Stammes sich vereinigenden Furchen durchzogen wird[1]). Auch A. SCHENK[2]) z. B. meint mit Anderen, dass die Viertheilung auf rasch wiederholter Dichotomie beruhe.

Die wieder gegenüber liegenden Buchten *d* und *e* unseres Grundrisses Tafel XX sind die von *a* nächst entfernten und gleichen sich wieder ihrem äusseren Ansehen nach, aber wir sehen sie hier verhältnissmässig spitze Winkel bilden: es sind diese Buchten — wie leicht ersichtlich — die Achseln der beiden Dichotomieen zweiter Ordnung. Die übrigen Dichotomieen sind ohne Weiteres klar. Die Buchten *k*, *l*, *m*, *n* sind demnach Dichotomieen dritter, die Buchten *q*, *s*, *v* Dichotomieen vierter Ordnung.

Die Wurzeln zeigen, wie die Tafel XIX zu erkennen giebt, eine unregelmässige Längsfurchung, die wohl nicht dem lebenden Individuum angehört hat, sondern erst während der Verwesung oder der Fossilisation zu Stande gekommen ist.

An den auf Tafel XX markirten Stellen der Wurzel, also an ihren horizontal verlaufenden Enden sind zweifellose *Stigmaria*-Narben zu sehen, die auf dem Ende bei *y* am deutlichsten sind, wie unsere in natürlicher Grösse hergestellte Figur 1, Tafel XXII veranschaulicht. Diese Figur stellt ein Theilchen der Oberfläche dieses Endes dar. Die genaue Bestimmung ist *Stigmaria ficoïdes* BRONGN. var. *inaequalis* GÖPP. Dass auch das auf der Galerie des Museums für Berg- und Hüttenwesen befindliche, bereits S. 246 dieser Abhandlung erwähnte Stück eine *Stigmaria* ist, beweisen ebenfalls deutliche *Stigmaria*-Narben (derselben »Varietät« wie oben), die ich an der Spitze des Stückes gefunden habe. Dieses Stück muss einem sehr mächtigen Baume angehört haben, da dasselbe — wie schon gesagt — die Länge von etwa 4 Meter hat; die übrigen wissenswerthen Maasse desselben sind:

[1]) Vergl. H. POTONIÉ: »Aus der Anatomie lebender *Pteridophyten* und von *Cycas revoluta*«, S. 309 (15 des Separatabzuges) in den Abhandl. zur geolog. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bd. XVII, Heft 3. Berlin 1887.

[2]) A. SCHENK: »Die fossilen Pflanzenreste« S. 91. Breslau 1888.

Umfang	der Spitze	0,14	Meter
»	in der Mitte	0,70	»
»	am Grunde	0,96	»

Auch der Stammstrunk zeigt an mehreren, ebenfalls auf dem Grundriss Tafel XX angegebenen Stellen deutliche, durch die Pflanze bedingte Oberflächenstructur, die jedoch nicht der Rinden- sondern der Holzoberfläche unter der Rinde entspricht. Die Rinde ist hier und da als kohliger Rest erhalten, so unten auf Tafel XXI, welche ein Stück der Stammoberfläche bei *b*, Tafel XX, veranschaulicht, die der auf der Phototypie, Tafel XIX, dem Beschauer zugekehrten Fläche entspricht. Auf den jetzt noch vorhandenen kohligen Resten habe ich leider auch nicht eine Spur von Narben entdecken können, und die genaue Bestimmung unseres Stammes ist somit — bei dem Stande der heutigen palaeophytologischen Systematik — leider unmöglich. Es ist daher sehr zu bedauern, dass auf die kohlige Bedeckung des Strunkes bei der Zutageförderung nicht peinlich Acht gegeben worden ist. Es lässt sich aber wenigstens — trotz des erwähnten Mangels — im höchsten Grade wahrscheinlich machen, dass das Fossil einem *Lepidophyten* angehört hat, was übrigens aus nahe liegenden Gründen auch ohnedies angenommen werden müsste; denn die Oberflächenstructur des Holzes unter der Rinde tritt in ähnlicher Weise bei einigen *Sigillarien* und *Lepidodendren* auf, namentlich bei *Sigillaria rimosa* Gold. (= *Sigillaria camptotaenia* Wood.), die auch im Piesberge vorkommt. Bekannt sind vom Piesberge *Sigillarien*, *Lepidodendren* — beide auch in Stücken aus dem Hangenden des Flötzes Zweibänke in der Sammlung der Königl. geol. Landesanstalt vertreten — und *Lepidophloios* — in der Sammlung der Landesanstalt ohne speciellere Fundortsangabe [1]).

[1]) In der Sammlung der geologischen Landesanstalt befinden sich aus dem Hangenden des Flötzes Zweibänke vertreten die Gattungen:

Pinnularia, *Annularia*, *Sphenophyllum*, *Lepidodendron*, *Sigillaria* (*Rhytidolepis*), *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Cyclopteris*, *Cordaïtes*-Blätter, *Cordaïanthus*. F. A. Roemer giebt in seiner in der Palaeontographica Bd. IX, Cassel 1862 bis 1864, erschienenen Arbeit »Beiträge zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges« (2. Abtheilung: die Pflanzen des productiven Kohlengebirges am südlichen Harzrande und am Piesberge bei Osnabrück) auf p. 16 vom Flötz Zweibänke nur »*Calamiten* und schilfartige Blätter« an.

Das erwähnte Relief der Holzoberfläche unseres Fossils zeigt — wie wir auf Tafel XX und XXI sehen — im Grossen und Ganzen in Schrägzeilen angeordnete, spindelförmige, in der Längsachse des Stammes gestreckte, schwach hervortretende Wülste, die als die Anfänge der aus dem Holz tretenden primären Markstrahlen in der Rinde zu deuten sind.

Bei dem Holz der Buche (*Fagus silvatica*) z. B. sind auf der Holzoberfläche die primären Markstrahlen mit blossem Auge besonders deutlich zu sehen und zeigen auch dieselbe Form, wie bei unserem Petrefact, sind aber natürlich bedeutend kleiner, nämlich 3 bis höchstens 5 Millimeter lang. Sie bilden Vertiefungen, in welche die »Kämme« der Rindenoberfläche hineinpassen.

Durch jeden der in Rede stehenden Markstrahlen unseres Petrefactes verlief eine Blattspur, da sich bei *Lepidodendron*- und *Sigillaria*-Stamm-Abdrücken und -Steinkernen, welche primäre Markstrahlwülste zeigen und bei welchen auch die Blattnarben auf der Kohlebedeckung erhalten sind, stets zeigt, dass den Blattnarben die Wülste auf der Holzoberfläche entsprechen. Man findet also in diesen Fällen unter den Blattnarben, nach Entfernung derselben, d. h. nach Entfernung der kohligen Rinde, je einen Markstrahl-Wulst, oder — in Anlehnung an den Namen für die entsprechenden Erhebungen auf der Innenseite der Buchenrinde — je einen »Kamm« auf der Holzoberfläche. An seltenen Stücken kann man allerdings beobachten, dass die Kämme nicht mehr genau unter den Narben liegen, aber dann lässt sich mit Leichtigkeit erkennen, dass dies nur durch eine Verschiebung der Rinde auf dem Steinkern zu Stande gekommen ist. An einem in der Sammlung der Königl. geologischen Landesanstalt befindlichen Stück einer *Leiodermarie* aus Niederschlesien (*Sigillaria reticulata* Lesq. var. *fusiformis* Weiss ined.) liegt die eine Narben-Orthostiche genau über einer Orthostiche der Kämme, während die rechts und links von der erst bezeichneten Narben-Orthostiche befindlichen, hiermit parallelen gleichnamigen Zeilen über ihre zugehörigen Orthostichen der Kämme hinausgreifen, sodass also die Narben-Orthostichen auf der rechten Seite der ersten Orthostiche weiter rechts, auf der linken Seite der ersten Orthostiche

weiter links als ihre zugehörigen Orthostichen der Kämme zu finden sind. Auch diese Erscheinung ist leicht zu begreifen, wenn man die dicke Rinde der *Lepidophyten* berücksichtigt, deren epidermale Fläche wesentlich grösser gewesen sein muss, als die zugehörige Holzoberfläche, sodass bei der Umwandlung der ersteren zu Kohle, mit welcher ein Zusammenschrumpfen, namentlich in radialer Richtung verbunden war, die beiden genannten Flächen sich nicht mehr in ihren entsprechenden Punkten decken: genau ebenso, wie die Spurpunkte eines Strahlenbündels durch zwei in senkrechter Richtung zum Bündel gelegte, parallele Ebenen, sobald die — ursprünglich in einiger Entfernung befindlich gewesenen — Ebenen übereinander gelegt werden, sich ebenfalls nicht decken können. Die Strahlen des Bündels würden den Blattspuren, die Spurpunkte der dem Strahlenmittelpunkt am nächsten gelegenen Ebene den Kämmen, die Spurpunkte der anderen Ebene den Blattnarben entsprechen; es würde die erstgenannte Ebene die Holzoberfläche, die andere die epidermale Fläche vorstellen.

Wenn auch im Grossen und Ganzen die Kämme quincunciale Anordnung zeigen, erscheint diese doch durch das spätere Wachsthum des Stammes hier und da bedeutend verwischt; an einigen Stellen — wie Taf. XXII, Fig. 3 erläutert — erscheinen sie daher in ganz unregelmässiger Stellung.

Die zuletzt citirte Figur, dem Stamme bei *d* Taf. XX entnommen, zeigt noch eine bemerkenswerthe Längsstreifung, die sich an einer ziemlich grossen Stelle des Stammes bei *d* wiederfindet: sie hat ihre Ursache in den in der Längsrichtung des Stammes gestreckt gewesenen Zellen des Holzes und kehrt bei vielen *Lepidodendron*- und *Sigillaria*-Stamm-Resten wieder. Auch die auf Taf. XXI abgebildete Fläche zeigt die in Rede stehende Streifung in ihrem unteren Theil, wenn auch vielleicht nicht ganz so deutlich wie die Fig. 3 und 4, Taf. XXII. Ich möchte für diese Streifung den Namen Holzstreifung vorschlagen, weil sie bei der systematischen Beschreibung der Stücke immer berücksichtigt werden muss, indem sie je nach der Ausbildung der sie bewirkenden Zellen etwas verschiedenartig ausfallen muss, und es

daher bequem ist, einen kurzen, prägnanten Ausdruck für das Merkmal zu haben [1]).

Die Querstreifung auf Taf. XXI, sowie Fig. 2, Taf. XXII, und die schräge Streifung der Stücke Fig. 3 und 4, Taf. XXII, haben ihre Begründung nicht im Bau der Pflanze: es sind Eindrücke, welche die in diesen Richtungen zerspaltene Kohlenrinde hinterlassen hat.

Bezüglich der Grössenverhältnisse der Kämme und ihrer Entfernung von einander bitte ich die Figuren und die Tafelerklärungen zu vergleichen; die Figuren auf Taf. XXII sind in natürlicher Grösse.

Der Vollständigkeit halber muss ich noch ein Narbenfeld erwähnen, das auf Taf. XX zwischen *g* und *l* angedeutet worden ist und nicht wie alle übrigen auf dem Stamm angegebenen Felder von Markstrahl-Kämmen gebildet wird. Das fragliche Feld stellt eine *Knorrien*-ähnliche Oberfläche dar: dicht an einander gedrängte, schwache Erhebungen mit etwa kreisförmiger Basis in Schrägzeilen, etwa wie die rindenlosen Steinkerne von *Lepidodendron Veltheimianum*. Diese Stelle ist gewiss eine schlecht erhaltene Rinden- oder Holz-Oberfläche einer fremden Pflanze, die während des Verwesungsprocesses in den Stamm hineingeschwemmt und an der bezeichneten Stelle zum Abdruck gelangt ist. Aehnliche Fälle habe ich mehrmals gesehen; in einigen derselben war ein Zweifel über die Deutung überhaupt nicht möglich.

---

[1]) In der Sammlung der geol. Landesanstalt finden sich Bernsteinstücke vom Samlande, die ebenfalls Holzstreifung, Abdrücke der Holzoberfläche (der Hydro-Stereïden, Tracheïden) unter der Rinde, zeigen.

Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

Die Gesteine des Spiemonts und Bosenbergs bei St. Wendel setzen Intrusivlagerstöcke in den Ottweiler und den Oberen Cuseler Schichten zusammen und wurden ehedem Trapp oder Melaphyr genannt, doch zählte schon STEININGER [1]) das Spiemont-Gestein zu den »harten« Trapparten, die zum Strassenbau benutzt werden; auch KOSMANN [2]), der zwei Varietäten des Spiemonts analysirt und HAARMANN [3]), der das Gestein des Bosenbergs mikroskopisch untersucht hat, haben den Namen Melaphyr nicht abgeändert, obwohl der Letztere Quarz in ziemlicher Menge darin nachgewiesen hatte und von der Nothwendigkeit der Zerlegung des Begriffes Melaphyr überzeugt war. H. ROSENBUSCH [4]) hat dagegen, gestützt auf die mikroskopischen Untersuchungen an dem ihm durch H. GREBE übermittelten authentischen Material, in seinen Massigen Gesteinen in erster und zweiter Auflage die-

---

[1]) Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem Rheine 1840, S. 100.

[2]) Geognostische Beschreibung des Spiemont bei St. Wendel. Verhandl. d. naturhistorischen Vereins der preuss. Rheinlande und Westfalens XXV, 1868, S. 239 ff.

[3]) Mikroskopische Untersuchung über die Struktur und Zusammensetzung der Melaphyre. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXV, 1873, S. 436 ff.

[4]) Massige Gesteine, 1. Aufl. S. 348 und 351; 2. Aufl. S. 200.

selben Gesteine nebst denen vom Hirscht bei Marpingen und von der Grube Hoffnung bei Ruthweiler zum Diabas und zwar zu v. Gümbel's Leukophyr gestellt. Nach der uns geläufigen, die verschiedenen Eruptionszeitalter der Rhyotaxite [1]) berücksichtigen-

[1]) Die Bezeichnung Rhyotaxite ist in meiner Abhandlung über die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik 1884 (dieses Jahrbuch f. 1883, S. 513) angewandt für »die tuff- und mandelsteinführenden, meist grundmasse- oder basishaltigen Massengesteine (Quarzporphyr, Rhyolith, Trachyt, Porphyrit, Melaphyr, Diabas, Dolerit etc.)« im Gegensatz zu »den vorwiegend holo-phanerokrystallinen, tuff- und mandelsteinfreien Eugraniten (Granit, Tonalit, Syenit und Gabbro etc.)« Nachdem ich den Beweis angetreten hatte, dass die Struktur der Gesteine uns deren geologische Rolle treuer vermittelt, als die mineralisch-chemische Zusammensetzung, war es mir richtig erschienen, nach den charakteristischen vorherrschenden Strukturen die beiden Ordnungen der Klasse der Massengesteine zu benennen. Dass diese Benennungen nicht alle Massengesteine genau decken, dass es mit anderen Worten Massengesteine giebt, die weder strukturell im strengen Sinne des Wortes isometrisch granitisch körnig, noch auch durch Flussstruktur ausgezeichnet erscheinen, dessen bin ich mir dabei wohl bewusst geblieben. Zwar will ich unter Rhyotaxis oder Flussstruktur nicht nur das Gefüge der geflossenen Lava verstanden wissen, sondern jede Struktur, welche einen Bewegungsakt der noch nicht oder zumal der nur zum Theil erstarrten Gesteinsmasse widerspiegelt. Gleichwohl erschöpft, auch so gefasst, der Ausdruck weder die Mannigfaltigkeit der nicht eugranitischen Strukturen, noch auch ist er für jedes nicht eugranitische Gestein bezeichnend. Soll es indessen, um mit Vogelsang zu reden, Aufgabe der Petrographie sein, die geologischen Massen zu charakterisiren, so ist dem Satze »nominatio fit a potiori« für die Charakteristik der grossen Ordnungen Genüge geschehen, wenn die Strukturen der am meisten verbreiteten geologischen Massengesteine in den Vordergrund gestellt werden. Nun ist es aber sichtlich der Gegensatz von Granit und Lava (vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXIV, 1872, S. 785), der die geologischen Massen innerhalb der Klasse der Massengesteine beherrscht, wie dies der althergebrachte Unterschied der plutonischen und vulcanischen Gesteine sattsam bezeugt. Da der Uebergang zum Wesen der Gesteine gehört, haftet auch der Unterscheidung in Eugranite und Rhyotaxite etwas Künstliches an, wie sich klar daraus ergiebt, dass sich rhyotaxitische Strukturen als Rand- oder Apophysen-Facies u. dergl. an den vorherrschend eugranitisch entwickelten Massen finden und umgekehrt Rhyotaxite local innerhalb desselben geologischen Körpers eugranitisch ausgebildet erscheinen. Die Künstlichkeit wird aber meines Erachtens nicht verringert, sondern eher vergrössert und die Uebersichtlichkeit des Lehrstoffs gemindert, wenn wir Uebergangsstrukturen, deren Betonung an richtiger Stelle innerhalb der Hauptordnungen für den natürlichen Zusammenhang der ganzen Klasse der Massengesteine nicht genug empfohlen werden kann, den classificatorischen Werth von Ordnungscharakteren beilegen und darnach eine dritte Ordnung schaffen, wie Rosenbusch

den Ausdrucksweise[1]) würde der Name Leukophyr, welcher in v. Dechen's Geologischer und Palaeontologischer Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen etc. (1884) bereits Aufnahme gefunden hat[2]), in diesem Falle wenigstens Meso-Leukophyr heissen müssen, insoweit es sich um ein Eruptivgestein aus dem Flötzgebirge handelt. Da indessen Th. Liebe, der gründliche Kenner der Diabase jener, dem Uebergangsgebirge angehörigen Gegenden, für welche v. Gümbel den Begriff Leukophyr zunächst aufgestellt hatte, in seiner Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens[3]) diesem Begriff eine petrographisch-geologische Selbständigkeit nicht zuerkannt hat, so muss doch wohl der Uebertragung des letzteren von einem palaeovulcanischen[4]) Diabas im Silur (oder in den ihrer Alterstellung nach zwar

---

eine solche zwischen seinen Teufengesteinen und seinen Ergussgesteinen in den Ganggesteinen geschaffen hat. Gänge können mit Granit und mit Glaslava erfüllt sein; sie sind nachweislich bald Apophysen typhonischer, eugranitischer (bathylithischer) Stock-Massen, bald die Zufuhrkanäle der ausgesprochensten lavischen Rhyotaxite, stets aber relativ geringfügig an Masse: allgemein genommen, fehlt jede gesetzliche Beziehung zwischen ihrer Körperform und ihrer Füllmasse: der specielle Nachweis dieser Beziehung ist zwar sehr lehrreich, aber er gehört nicht mehr zur systematischen Charakteristik der grossen geologischen Massen. Daran ändert meines Erachtens auch nichts die Beschränkung auf die den Eugraniten strukturell am nächsten stehenden Gangmassen oder kleineren Intrusivmassen (Lakkolithe), welche Rosenbusch, sichtlich im Interesse der Hervorhebung von Uebergangsstrukturen, üben will: sein »Granophyr«, den er uns von vornherein so recht als einen Uebergangstypus zwischen Granit und Quarzporphyr hingestellt hat, findet strukturell trotzdem unter seinen Teufengesteinen, Ganggesteinen und Ergussgesteinen jedesmal Erwähnung und seine Hauptstelle doch als Strukturart bei den Quarzporphyren, womit ich gern übereinstimme, ebendahin stelle ich den Granitporphyr, während ich den Aplit zum Granit zähle, Syenitporphyr, Dioritporphyrit und die Lamprophyre zu den Orthophyren beziehungsweise Porphyriten.

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, Bd. XXXVIII, S. 921 ff. und Erläuterungen zu den Messtischblättern Lebach, Wahlen, Wadern, Abschnitt Eruptivgesteine, in der XXXIII. Lieferung der geologischen Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten.

[2]) a. a. O. S. 34 und 35.

[3]) Abhandl. zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Bd. V, Heft 4.

[4]) Die Begriffe plutonisch und vulcanisch haben einen bald weiteren, bald engeren begrifflichen Inhalt. Ich habe ehedem das Wort vulcanisch nur für die im Allgemeinen postcretaceischen Rhyotaxite (Quarztrachyte — Basalte) gebraucht, weil hier allein in vielen, aber keineswegs in allen Fällen der exacte Nachweis

einigermaassen unbestimmten aber doch damit vergleichbaren Steiger Schiefern) auf einen mesovulcanischen [1]) »Melaphyr« im obersten Carbon oder im Unter-Rothliegenden eine eingehendere Prüfung des petrographischen Werths der, nach dem Wortlaute der Nomenclatur jedenfalls gegensätzlichen, Begriffe Leukophyr und Melaphyr vorausgehen.

Nach dem in der Petrographie herkömmlichen wissenschaftlichen Sprachgebrauche muss man doch unter dem Namen Leukophyr zunächst ein porphyrisches Gestein von lichter Färbung vermuthen. Versteht man nun unter Melaphyr nach der von mir gegebenen Erläuterung des Begriffes [2]) das mesovulcanische d. h. in der Regel [3]) postculmische und antetertiäre, chemisch-mineralische und auch vielfach strukturelle Aequivalent der bronzit- oder olivinhaltigen oder -freien neovulcanischen Dolerite und Plagioklas-Basalte einerseits und palaeovulcanischen Diabase andererseits, indem man die bronzit-, hypersthen- oder olivinhaltigen oder -freien Aequivalente der Augit (Pyroxen)-Andesite und Augit (Pyroxen)-Dacite als Augit (Pyroxen)-Porphyrite oder Augit (Pyroxen)-Quarzporphyrite vom Melaphyr unterscheidet, so hat ein frisches unzersetztes lichtes Porphyrgestein innerhalb des so abgegrenzten Begriffes Melaphyr sichtlich keine rechte Stelle. Denn die lichte Farbe eines solchen kann doch nur vom feldspäthigen Gemengtheil herrühren, dessen Einfluss in so basischen Gesteinen aber, und zwar je feinkörniger das Gestein ist, um so mehr, durch die eisenhaltigen Bisilicate, durch Olivin und freies Eisenerz aufgewogen wird. Ein Leukophyr von porphyrischer Struktur in der Melaphyr-Formation zählt, wenn frisch, jedenfalls zu den weissen Raben.

Aber v. Gümbel's und Rosenbusch's palaeovulcanische Leukophyre sind nach Ausweis der von beiden Autoren publicirten

für Vulcane im geläufigen Sinne des Wortes gegeben ist; ich schliesse mich aber gern der Erweiterung des Begriffs für alle Rhyotaxite an, welche Rosenbusch, v. Fritsch, v. Richthofen u. A. üben.

[1]) Siehe vorstehende Anmerkung.

[2]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, S. 212 bis 213; 1886, S. 921 bis 926 und dieses Jahrbuch für 1883, S. XXI bis XXXIV.

[3]) im Old-Red-Gebiet postsilurische.

mikroskopischen und chemischen Analysen keineswegs frische, unveränderte[1]), im Uebrigen aber strukturell nicht so sehr porphyrische, als vielmehr normale, sichtlich divergentstrahlig-körnige, Diabas-Gesteine ohne eigentliche Grundmasse, obgleich zuweilen submikroskopisch fein gefugt, mit Hinneigung zur Porphyrstruktur (porphyrartig). Hiernach wird die lichte Färbung etwas besser verständlich, denn in voll- und deutlich-krystallinischen Gesteinen kommt die helle Farbe des feldspäthigen Gemengtheils zur relativ wirksameren Geltung. Die Glanzlosigkeit des Plagioklas zufolge starker Umbildung (saussuritischer nach v. Gümbel, pseudophitischer nach Rosenbusch) erhöht im vorliegenden Falle den Eindruck, namentlich aber verursacht dies ein ständiger Gehalt von Carbonat (nach Ausweis der unten mitgetheilten Analysen ca. 8 bis 13 pCt., wenn auf Kalkcarbonat ausgerechnet, was indessen nicht alle Analysen gestatten, so dass geringere Procente von Magnesia und Eisenoxydul ebenfalls an dem Carbonat Antheil haben müssen); auch die kräftige Umwandlung des in v. Gümbel's (Loretz') Analysen durch hohen procentischen Titansäuregehalt[2]) hervortretenden Titaneisenerzes in Leukoxen trägt sicher nicht wenig zur Bleichung des Gesteins bei, endlich noch die sehr weit vorgeschrittene Umbildung eines an und für sich schon licht gefärbten Diabas-Augits in einen hellgrünen Chlorit (im weiteren Sinne des Wortes). Der Leukophyr zählt zu den olivinfreien schlichten Diabasen, auch Biotit und Hornblende, wenigstens als primärer, in der Regel aber auch als secundärer Gemengtheil (Uralit), gehen ihm ab; den Quarz, der übereinstimmend von den beiden genannten Forschern als in geringen Mengen vorhanden bezeichnet wird, hat Rosenbusch in seiner Originalabhandlung über die Steiger Schiefer ausdrücklich[3]) sowohl für die vogesischen, als für die fichtelgebirgischen und

---

[1]) vergl. auch J. Roth, Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine 1879, S. 33.

[2]) 4,81—3,82 pCt.! auch der Harz-Leukophyr (Analyse *d*) weist immerhin 1,71 pCt. auf, während Unger's von Rosenbusch mitgetheilte Analysen der Titansäurebestimmung entbehren.

[3]) In den Massigen Gesteinen 2. Aufl. a. a. O. wird die Schwierigkeit einer Entscheidung, ob primär oder secundär, betont.

thüringischen Vorkommnisse als Neubildung zufolge der theilweisen Zerlegung der primären Silicate erklärt. Jedenfalls deuten die Analysen allerhöchstens nur geringe Mengen davon an.

Indem ich solche Harzer Diabase aus der oberen Hälfte der Unteren Wieder Schiefer im Liegenden des Hauptquarzits, welche ganz unverkennbaren Leukophyr-Zustand zeigen, wie das der Analyse unterworfene Vorkommen aus dem westlichen Forstort Untere Lehmwege im Wendefurter Oberforst, im Handstück und unter dem Mikroskop mit typischen Leukophyr-Proben vergleiche, welche ich der Güte des Herrn Oberbergdirektor v. Gümbel und meiner Collegen Loretz und E. Zimmermann verdanke, finde ich eine, auch durch die quantitative Analyse bestätigte, wesentliche Uebereinstimmung, und zwar ist dieselbe noch grösser, als diejenige der chemisch mehr abweichenden und durch vorwiegenden Magneteisen-Gehalt an Stelle des Titaneisens ausgezeichneten vogesischen Leukophyre. Gestützt auf die eigenen Beobachtungen, gleichwie auf diejenigen der Vorgänger komme ich zum Schluss, Leukophyr sei nicht so sehr eine besondere Diabas-Spielart, als vielmehr eine eigenartige Umbildungsweise der normalen Diabase mit lichtgefärbtem Augit.

Für die chemische Durchschnittszusammensetzung erkennt das v. Gümbel ja auch an mit den Loretz' Analysen seinerseits beigefügten Worten: »Die Zusammensetzung ist diesem nach im Allgemeinen der aller Diabase in hohem Grade ähnlich [1].« Wenn dagegen Rosenbusch (Massengesteine 1. und 2. Aufl. a. a. O.) »den Gruppencharakter der Leukophyre in dem auffallend starken Zurücktreten des Augits sehen« möchte und v. Gümbel dem neuerdings in seiner Geologie von Bayern, I. Th. S. 133 beizupflichten scheint, indem er das »Zurücktreten der Pyroxenite« als Charakte-

---

[1]) Die Paläolith. Eruptivgesteine des Fichtelgebirges S. 34. Es kann daher nur zu weiteren Missverständnissen führen, wenn Herr Michel-Lévy in seinen Structures et classification des Roches eruptives 1889, p. 49 vom Leukophyr als von einem »type acide« der Diabases proprement dites Rosenbusch's spricht, wobei ihn freilich eher das Bosenberg-Gestein, als das Originalgestein des v. Gümbel'schen Begriffs geleitet haben mag.

ristik angiebt, so steht dem, soweit diese Charakteristik für den ursprünglichen Mineralbestand des Gesteins gelten soll, meines Erachtens der mikroskopisch-chemische Befund entgegen.

Geht man zur Beurtheilung auch dieses Punkts, wie billig, von den Originalgesteinen v. Gümbel's aus, so sagt dieser Autor [1]) darüber wörtlich: »der durchweg blassgrüne augitische Gemengtheil scheint vor allem dem ersten Angriffe der Zersetzung unterlegen zu sein, so dass nur wenige Procente als mehr oder weniger erhalten angesehen werden können, obwohl den äusseren Umrissen in den Dünnschliffen nach beurtheilt, dieser Gemengtheil ursprünglich mindestens in gleicher Menge, wie der Plagioklas vorhanden war.« Auch in dem zunächst vergleichbaren Vorkommen vom Harz ist bei der Betrachtung des mit Säure geätzten Splitters, wie des Dünnschliffs im auffallenden und durchfallenden Licht ein besonderes Zurücktreten der als Augit-Pseudomorphosen charakterisirten Structur-Antheile nicht zu bemerken. Von dem weniger typischen vogesischen Leukophyr besitze ich keine Probe; doch darf man, da kein Olivin oder Bronzit, sondern nur monokliner, also kalk-, magnesia- und eisenhaltiger Augit vorliegt, aus dem hohen Magnesiagehalt (8,8 pCt. in dem relativ weniger umgebildeten der beiden durch Unger analysirten Gesteine, $e = V$ in Rosenbusch's Originalabhandlung) meines Erachtens nicht auf eine geringe Antheilnahme des Augits an dem ursprünglichen Mineralaggregat des Leukophyr schliessen, zumal lichtgrünlicher Diabas-Augit nach Loretz' Analyse [2]) des Augits aus dem porphyrischen Diabas von Hempla bei Bad Steben nicht mehr Magnesia und weniger Kalkerde aufweist, als mancher andere thonerdehaltige Fassait oder thonerdefreie bis -arme Malakolith. Der geringere Gehalt an Augit gehört also wohl zu den secundären, durch Verwitterung, nicht aber zu

---

[1]) Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges S. 195.

[2]) Geognost. Beschreibung d. Fichtelgebirges S. 209. Man vergleiche z. B. diese Analyse (α) mit derjenigen des dunklen, hellgrünlichgelb durchsichtigen Fassaits, den Linck aus der Augitglimmerminette von Weiler bei Weissenburg analysirt hat (β); etwas mehr, doch nicht allzu sehr abweichend dagegen sind die Verhältnisse von CaO und MgO in O. Schilling's Analysen des braun durchsichtigen Diabas-Augits von Hohegeiss (γ) und von Mägdesprung (δ) im Harz, in Merian's Analyse des Malakolith aus dem Augitbiotitgranit von Laveline (ε)

den primären, durch die ursprüngliche Auskrystallisirung hervorgerufenen Eigenthümlichkeiten des Leukophyr-Diabas.

Lichtgrünlichgelbe bis weingelbe Augite sind ja auch in anderen Gesteinen sehr der Umbildung in Carbonat, chloritische oder serpentinöse Substanz ausgesetzt, so z. B. in den Kersantiten und Minetten und in verwandten Augitporphyriten und Augitglimmerporphyriten; es ist nicht unmöglich, dass die ursprüngliche Molecularconstitution dieser Augite zu einer derartigen Verwitterung besonders stark hinneigt, jedenfalls ist in den nachfolgenden Bauschanalysen (Leukophyre: *a*, *b*, *c* von Unterkotzau bei Hof, von der Wartleite bei Köditz und aus dem Steinachthal bei Stadt Steinach nach LORETZ; *d* von Lehmwege bei Wendefurt im Harz nach GREMSE; *e* und *f* von Raurupt und Steige in den Vogesen nach UNGER) die weit fortgeschrittene Umbildung der »Leukophyre« deutlich ausgesprochen:

und in OSANN's Analyse desjenigen aus dem grünen dichten »Labradorporphyr« aus der Culmformation der Südvogesen bei Murbach (ζ). Alle diese Augite sind relativ kalkreich und keineswegs ist der Augit aus dem sauersten Gestein, dem Granit, kalkreicher als der Augit aus dem Diabas, die Augite der typischen Diabase des Harzes sind die kalkreichsten, MERIAN's und HAWES' Diabas-Augite mit hohem Eisengehalt und relativ niedrigem Kalkgehalt entstammen untypischen Quarz-führenden Diabasen, die in die Gruppe der Dioritporphyrite hinüberspielen, z. Th. deutliche Proterobase oder Hysterobase sind: diese eisenreichen Fassaite oder Malakolithe gehören viel eher den Gesteinen der dioritisch-porphyritisch-andesitischen Mischung an.

	α	β	γ	δ	ε	ζ
SiO_2 . .	49,43	48,23	48,15	48,04	50,63	49,53
Al_2O_3 . .	3,53	5,28	4,32	8,43	0,87	5,53
Fe_2O_3 . .	9,50	4,83	—	2,20	3,33	4,15
FeO . .	—	5,01	7,23	7,65	8,39	6,50
Cr_2O_3 . .	1,01	—	0,42 MnO	—	0,79 TiO_2	—
MgO . .	15,60	15,84	14,29	12,52	13,01	13,89
CaO . .	20,34	19,85	24,92	21,70	21,30	19,59
Na_2O . .	—	0,67	—	—	1,02 }	1,33
K_2O . .	—	0,52	—	—	0,50 }	
H_2O . .	—	0,45	1,24	0,63	—	—
Summe:	99,41	100,68	100,58	101,17	99,84	100,52
	LORETZ.	LINCK.	SCHILLING.	SCHILLING.	MERIAN.	OSANN.

	a	*b*	*c*	*d** [1]	*e*	*f*
SiO_2 . . .	41,48	47,06	47,12	44,70	48,28	51,44
$TiO_2(ZrO_2)$	4,81	4,50	3,92	1,71	—	—
Al_2O_3 . .	12,43	12,25	15,23	14,12	20,25	21,19
Fe_2O_3 . .	4,15	3,62	2,79	0,97	2,75	3,07
FeO . . .	8,16	9,23	7,06	8,85	6,13	5,52
MnO . .	0,17	0,08	Spur	—	0,03	Spur
MgO . .	3,99	5,31	2,85	6,07	8,82	4,47
CaO . . .	8,48	6,53	7,83	10,20	4,38	4,00
Na_2O . . .	2,76	2,32	2,41	2,34	2,06	1,88
K_2O . . .	1,44	0,81	2,00	0,14	Spur	0,78
H_2O . . .	3,22 [2]	3,56 [2]	2,92 [2]	4,79	4,76	2,79
P_2O_5 . . .	0,34	0,35	—	0,15	—	—
CO_2 . . .	5,40	4,29	5,65	5,50	3,73	5,82
SO_3 . . .	—	—	—	0,24	—	—
Org. Subst.	—	—	—	0,08	—	—
Summe:	99,83	99,91	99,78	99,86	101,19	100,96
Vol.-Gew.	—	—	—	2,84	2,742	2,748
	Loretz.	Loretz.	Loretz.	Gremse.	Unger.	Unger.

	*g**	*h**	*i*	*k**	*l**	*m**	*n**	*o**
SiO_2 . . .	57,12	55,47	51,62	56,69	57,28	57,35	54,55	55,49
$TiO_2(ZrO_2)$	1,17	1,19	0,96	1,34	1,01	0,81	0,96	1,78
Al_2O_3 . .	15,40	13,86	20,44	14,99	15,98	14,61	15,44	14,57
Fe_2O_3 . .	2,80	5,98	0,81	3,39	2,35	2,18	3,48	8,68
FeO . . .	4,39	2,64	5,56	4,38	5,06	3,99	0,80	0,66
MnO . . .	—	—	Spur [3]	—	—	—	—	—
MgO . .	5,13	3,65	4,38	3,39	5,52	3,96	4,41	3,61
CaO . . .	2,24	2,75	1,39	5,92	2,84	3,51	7,85	0,68
Na_2O . .	2,84	3,63	5,81	3,30	2,37	2,93	2,45	1,86
K_2O . . .	3,77	4,35	4,22	2,05	3,42	1,92	4,09	7,87
H_2O . . .	4,35	2,94	3,91	3,43	4,22	4,08	3,75	3,96
P_2O_5 . . .	0,217	0,22	Spur [4]	0,22	0,18	0,25	0,45	0,27
CO_2 . . .	0,75	3,25	0,08	1,00	0,41	4,16	2,16	—
SO_3 . . .	0,08	0,14	0,86	0,15	Spur	0,20	0,10	Spur
Org. Subst.	—	—	—	—	—	0,02	Spur	—
Summe:	100,25	100,07	100,04	100,25	100,64	99,97	100,49	99,43
Vol.-Gew.	2,625	2,683	2,65	2,67	2,653	2,666	2,67	2,839
	Jacobs.	Böttcher.	Kosmann.	Böttcher.	Hesse.	Bärwald.	Hesse.	Fischer.

[1]) Sämmtliche mit einem Sternchen versehenen Analysen, also *d*, *g*, *h*, und die weiterhin folgenden *k*, *l*, *m*, *n*, *o*, *p*, *s*, *t*, *u*, *v*, v_1, *w*, *x*, *y*, *z*, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16 sind neu ausgeführt im Laboratorium der Königl. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie. Da, wo in diesen Analysen SO_3 in ganz geringen Mengen angegeben ist, liegt ein wenig Schwefeleisen oder Kupferkies etc. beigemengt vor.

[2]) Eingerechnet den Glühverlust.

[3]) Dazu Spuren von BaO und SrO.

[4]) Ueberdies eine Spur Cl.

Vergleicht man mit diesen »Leukophyr«-Analysen zunächst die Analysen *g**, *h** und *i* (Gestein vom Bosenberg nach JACOBS, vom Spiemont, aus dem Steinbruche an dem W.-Abhang gegen die Fahrstrasse, nach BÖTTCHER und vom Spiemont, Bruch in der Sey nach KOSMANN), welche sich auf jene Eruptivmassen des Rothliegenden beziehen, die Herr v. DECHEN auf ROSENBUSCH's Vorschlag als Leukophyr aus der Umgebung von St. Wendel bezeichnet hat, so ergiebt der Vergleich unmittelbar die Zugehörigkeit der drei letztgenannten Gesteine zu einer ganz anderen Mischungsreihe, als zu der Diabas-Reihe, welcher die sechs ersten thatsächlich angehören: hier in der Diabas-Reihe 41,48 bis 51,44 pCt. SiO_2; 8,47 bis 16,27 pCt. alkalische Erden und 2,06 bis 4,41 pCt. Alkalien, dort dagegen 51,62 bis 57,12 pCt. SiO_2; 5,77 bis 7,37 pCt. alkalische Erden und 6,61 bis 10,03 pCt. Alkalien. Diese letzteren Analysen weisen vielmehr sehr deutlich auf die Zugehörigkeit der analysirten Gesteine zu der porphyritischen Reihe hin, der Name Leukophyr empfiehlt sich dafür demnach nicht, mag man seine Verwendbarkeit im Uebrigen beurtheilen, wie man will.

Unter den Porphyriten im engsten Sinne des Wortes, d. h. Grundmassen-Gesteinen mit herrschendem Kalknatronfeldspath und mit beibrechender Hornblende oder Biotit an deren Stelle, also rhyotaxitischen Diorit-Aequivalenten, oder da etwas Quarz oder Ueberschuss an SiO_2 nebst Orthoklas häufig vorhanden ist, Tonalit- (= Quarzdiorit-) Aequivalenten schlechthin, wird man gleichwohl den fraglichen Gesteinen ihre Stelle nicht anweisen dürfen. Dagegen spricht ihr durchweg mehr feinkörniges bis feinkörnig-porphyrisches[1]) Aussehen, sowie der Umstand, dass ein Augit-Mineral, und zwar allem Anschein[2]) nach ein monokliner kalkhaltiger Malakolith oder Fassait, als wesentlicher Gemengtheil neben

[1]) Die gröbsten Krystallkörnchen, die aber schon zu den porphyrartigen Einsprenglingen zählen, messen 2 Millimeter; gewöhnlich geht das Korn nicht über 1 Millimeter hinaus.

[2]) Vergl. weiter unten S. 278.

dem vorherrschenden Feldspath auftritt. Frischer Augit ist freilich am Bosenberg und Spiemont bislang nicht beobachtet worden, ebensowenig am Hirscht bei Marpingen oder am Steinberg in der Fortsetzung des Spiemonts. Alle diese Vorkommen lassen, auch unter dem Mikroskop, nur mit Chlorit und Carbonat angefüllte Pseudomorphosen nach Augit erkennen, indem sehr häufig achteckige Basalschnitte durch das mit beiden Vertikal-Pinakoiden abgestumpfte Augit-Grundprisma beobachtet werden oder auch domatisch begrenzte zugehörige Längsschnitte, während andererseits unregelmässig begrenzte Pseudomorphosen gleicher Art, zwischeneingeklemmt zwischen das divergentstrahlige Feldspath-Leistenwerk nicht fehlen. Dieses in der divergentstrahligen Anordnung des Feldspaths der typischen Diabas-Struktur angenäherte, in der gedrungeneren Leistenform der Feldspathe und in der selbständigen [1]) Formausbildung vieler Augit-Krystalle jedoch davon abweichende, zu diorit-porphyritischen Strukturen hinneigende Gefüge ebensowohl als die leichte Zersetzbarkeit des Augits unter Carbonat-Ausscheidung, weisen auf die Kersantone oder, wie jetzt fast allgemein gesprochen wird, Kersantite als nächstverwandte diorit-porphyritische [2]) Gesteine hin. In der That würde man, wenn nicht der Name Kersantit von vornherein an ein sichtliches Hervortreten von Biotit gebunden wäre, Kersantit = Quarz führender bis Quarz-Glimmeraugitdioritporphyrit, Lamprophyr e. p., so dass mit dem Fehlen dieser Eigenschaft der uneingeschränkte Begriff (insoweit es sich nicht um ein locales Zurücktreten handelt) aufhört, kaum eine zweckentsprechendere Bezeichnung für die Gesteine des Bosenbergs, Spiemonts u. s. w. wählen können als die »Augit-Kersantit«.

Dafür würde ausser den bereits angegebenen Eigenschaften der Umstand sprechen, dass mikroskopisch in allen den hierhergehörigen untersuchten Gesteinen aus der Gegend von St. Wendel Biotit thatsächlich nachgewiesen worden ist, theils in

[1]) Automorphen (Rohrbach), idiomorphen (Rosenbusch).

[2]) Dioritporphyrit etc. in der älteren weiteren, nicht in der engeren Fassung Rosenbusch's.

ganz tadellos frischen Blättchen und leistförmigen Schnitten durch dieselben, theils in grösstentheils chloritisirten Partieen. Wie viel Chlorit seine Entstehung dem Augit verdankt und wie viel dem Biotit, ist streng genommen nicht sicher festzustellen; da aber der Biotit deutlich sichtbar nicht hervortritt und auch unter dem Mikroskop nicht auffällig bemerkt wird im Gegensatz zu den sicher auf Augit zurückzuführenden Pseudomorphosen, so fällt das Gestein trotzdem nicht unter den einfachen Begriff Kersantit, wie er gebräuchlich ist.

Eine andere Eigenschaft, welche ebenfalls die Verwandtschaft desselben mit dem Kersantit, allerdings aber auch mit derjenigen Abtheilung der Diabase bekundet, welche sich den Dioritporphyriten nähert, immerhin also eine Eigenschaft, die Porphyrit-Typen im weiteren Sinne des Wortes und nächstverwandten Gesteinen eignet, typischen Diabasen dagegen abgeht, ist die Anwesenheit von primären Quarz- und Orthoklas-Aggregaten in Grundmassenzwickeln. Die vortrefflich klaren Photographien, welche Michel-Lévy und Douvillé 1876 [1]) von Dünnschliffen des Kersanton von Hôpital-Camfront veröffentlicht haben, stimmen in allen wesentlichen Punkten überein mit der Art des Vorkommens und der Vertheilungsweise des Quarzes in den Gesteinen des Bosenbergs u. s. w.; Rosenbusch's Angaben (2. Aufl. Massige Gesteine, S. 326) »in (miarolitischen) [2]) Interstitien dieser (der Plagioklase) entwickelte sich zuletzt ein ungestreifter Feldspath (Orthoklas) und Quarz, theils einzeln und nacheinander, theils in granophyrischer Durchdringung«, die sich auf den Kersantit beziehen, können ebenso direct auf die in Rede stehenden Gesteine übertragen werden, jedoch mit dem Zusatze, dass, zumal in kalireicheren Gesteinen der Orthoklas bereits unter den mehr kurz gedrungenen, als gestreckten Feldspathen des Leistenmaschennetzes erscheint, welches

[1]) Bullet. de la soc. géol. de France, 3 sér. tom. V, pag. 51, pl. 1.

[2]) Das Wort miarolitisch habe ich geklammert, da ich die sauren Resteckchen als solche nicht für nachträglich erfüllte Drusen ansehe, obwohl eine secundäre Drusenbildung im Innern einer zum normalen Gesteinsgewebe gehörigen primären in der Restecke auftreten kann.

die dreieckigen und nicht selten drusigen Restzwickelchen des zuletzt erstarrten kieselsäure- und kalireichsten Magmen-Antheils umschliesst.

Dabei kann es wenig verschlagen, dass man jene von Rosenbusch als »granophyrisch« (aber nicht im Sinne der Vogelsang'schen ursprünglichen Definition des Wortes) bezeichneten, meines Erachtens zutreffender »pegmatophyrisch« zu benennende [1]), gesetzmässige gegenseitige Durchdringungsweise von

[1]) Mit diesem meinem Vorschlage möchte ich nicht sowohl eine Prioritätsfrage, als vielmehr eine sachlich praktische und namentlich für den Lernenden, wie mir scheint, der Vereinfachung bedürftige Frage zu lösen versuchen. Vogelsang hat seiner Zeit 1873 mit dem Worte Granophyr einen sachlichen Inhalt belegt, welcher der Wortbildung genau entspricht; seine Granophyre sind die Porphyre (Quarz- oder Felsitporphyre), deren Grundmasse sich mikroskopisch in ein granitisches Quarz-Feldspath-Aggregat mit oder ohne Glimmer auflöst. Rosenbusch hat 1877 diese Vogelsang'schen Granophyre Mikrogranite genannt, was man von seinem damaligen Standpunkte aus, welcher nur basishaltige Grundmassengesteine als echte Porphyre anerkennen wollte, gern würdigt: er nannte eben die Gesteine, welche er nicht als Porphyre, sondern als Granite werthete, folgerichtig nicht mehr Granophyr, sondern Mikrogranit; von dem Standpunkte aus dagegen, welchen wir stets festgehalten haben, müsste man mikrogranitischer Quarzporphyr oder Mikrogranitporphyr sagen. Die Rückkehr zu Vogelsang's Ausdrucksweise ist uns leider verschlossen, weil sich unterdessen der Gebrauch des Wortes Granophyr nach Rosenbusch's Vorschlag (1876) für einen anderen Begriff eingebürgert hat: für diejenigen Quarzporphyre, deren Grundmasse eine submikroskopische bis mikroskopische Verwachsungsweise von Quarz und Feldspath nach Art des Schriftgranits (Pegmatit Haüy) aufweist, also die Mikropegmatit-Struktur Michel-Lévy's (1875). Diese Einbürgerung ist heutzutage eine so weitgreifende, dass der Versuch, das Wort Granophyr seiner ursprünglichen zweckdienlicheren Bestimmung zurückzugeben, zu fortwährenden Missverständnissen führen müsste. Billigerweise sollte es darum ganz aus der wissenschaftlichen Terminologie zurückgezogen werden; denn auch der nach Rosenbusch eingebürgerte Gebrauch muss bei dem Lernenden wenigstens Missverständniss hervorrufen, da Rosenbusch selber für die Granosphaerite Vogelsang's, ebenfalls Strukturelemente der Quarzporphyre, der Sylbe *grano* die einfache sprachliche Bedeutung belässt, für seinen Granophyr dagegen derselben Sylbe die Bedeutung von πῆγμα, d. h. das Ineinandergefügte oder Zusammenkrystallisirte, die Haüy seiner Wortbildung so glücklich zu Grunde gelegt hatte, beizumessen scheint. Die ältere Generation der Petrographen weiss ja allerdings, dass dieser Schein trügt, dass Rosenbusch vielmehr lediglich den durch seine eigene Wortbildung Mikrogranit ins Freie gefallenen Vogelsang'schen Namen Granophyr für die von ihm in Deutschland zuerst bildlich erläuterte Struktur

Quarz und Feldspath mehr in rechtwinkligen, als in spitzrhombischen oder dreieckigen Durchdringungsformen [1]) wahrnimmt; es hängt dieser Umstand sichtlich damit zusammen, dass hier Orthoklas oder Feldspath schlechthin im vorwaltenden Quarz gesetzmässig abgeformt ist, in den uns geläufigeren Verwachsungsformen dagegen umgekehrt Quarz in vorwaltendem Feldspath. Man kann bei sehr sorgfältiger Untersuchung wahrnehmen, dass einer der dem Hauptmaschennetz der gröberen divergentstrahligkrystallkörnigen [2]) Gesteinsmasse angehörigen Feldspathe in die mit pegmatophyrischem Krystallisationsrest erfüllte Zwickelecke hineinragt und dabei das hineinragende verjüngte Ende aus der schlichten Leistenform in skelettartig gewachsene, bald parallel bald senkrecht zur Leistenaxe ausgedehnte, durchweg untereinander und mit der Leiste optisch gleich orientirte Hieroglyphen- oder à la grecque-Formen übergeht, die scharf aus der sie umgebenden Quarzmasse des Zwickels hervortreten. Oft ist die Mitte des Zwickels reiner Quarz oder es wird die ganze Ausdehnung, wie sie von der Schliffebene getroffen ist, von diesem Mineral allein erfüllt. Oder aber die kleinen Zwischeneckchen sind z. Th. mit Carbonat erfüllt, in dem sich dann scharf geschnittene wohlbegrenzte Drusenkrystalle abformen, unter welchen besonders winkelrechte Quarzhexagone (Basalschnitte) auffallen, wie sie bereits aus den Kersantonen bekannt und z. B. in den obengenannten Photographien der Kersanton-Dünnschliffe abge-

---

aufgriff, um einmal die Wissenschaft nicht mit einem neuen Namen zu belasten, das andere Mal Zwischenglieder zwischen Granit und Porphyr mit einem Namen zu belegen, der an den Namen der beiden Endglieder gleichen Antheil hat. Der Name Pegmatophyr wird dieser Absicht und überhaupt der Bezeichnungsweise von Vogelsang, Michel-Lévy und Rosenbusch ebenmässig gerecht und deckt sprachgerecht den Begriff nach seiner sachlichen Bedeutung.

[1]) Diese fehlen indessen keineswegs, sind vielmehr in gewissen Strukturvarietäten des Spiemont-Gesteins sehr ausgezeichnet entwickelt und gehen darin anscheinend in reinere Feldspathbüschel über, die schliesslich in einen durch Krystallitenstaub getrübten schwach polarisirenden Feldspathgrund, eine Art Basis hinüberspielen, wie eine solche auch in den Gesteinen von Marpingen beobachtet wurde.

[2]) = divergentstrahlig-automorph-körnig oder -idiomorph-körnig.

bildet worden sind [1]) und die recht wohl secundäre Bildungen wie das Carbonat sein mögen (Miarolit-Struktur Rosenbusch's). Auch Zirkel's scharf geschnittene Carbonatrhomboëder mitten im Chlorit [2]) fehlen nicht.

Die nur in geringen Procenten anwesende oder nachweisbare braundurchsichtige Hornblende (frisch bis jetzt nur einmal in dem Gestein des Steinbergs beobachtet, nach dem Umriss einiger chloritischen Pseudomorphosen aber auch für den gegenüberliegenden Spiemont wahrscheinlich) vervollständigt die Verwandtschaft mit den Dioritporphyriten und Kersantiten oder den untypischen, den Dioritporphyriten substanziell und durch pegmatophyrische Zwickel auch strukturell angenäherten Hysterobasen. Apatit und Eisenerze, octaëdrischer Magnetit, Titaneisenerz, das sehr häufig prächtige Sphen-Pseudomorphosen mit hohen Interferenzfarben geliefert hat, und ein in fuchsbraunen, ganz dünnen Täfelchen auskrystallisirter, ungleichmässig vertheilter Eisenglimmer, nach Dr. Max Koch's [3]) vergleichenden Beobachtungen an den Michaelsteiner Kersantiten Titaneisenglimmer, dazu etwas Schwefeleisen, dessen Zersetzung den von Kosmann seiner Zeit in dem sehr zersetzten von ihm analysirten Gestein (*i*) beobachteten Gyps geliefert haben wird, alle diese untergeordneteren Massen, unter welchen indessen die Gesammtheit der oxydischen Eisenerze beachtenswerth hervortritt, sprechen zum wenigsten nicht gegen die Zugehörigkeit zur dioritporphyritischen Gruppe im weiteren Sinne des Wortes.

Eine fernere Bestätigung dieser Zugehörigkeit ergiebt der Vergleich mit denjenigen Eruptivgesteinstypen, mit welchen die Gesteine des Bosenbergs und Spiemonts u. s. w., die als Intrusivlagerstöcke den Oberen Ottweiler (allerjüngst

[1]) Dass ein Theil des Quarzes im Kersanton, aber auch nur ein Theil, secundärer Entstehung ist, hat in Uebereinstimmung mit deutschen Autoren Ch. Barrois in seiner verdienstreichen Abhandlung über dieses Gestein (Annales de la soc. géolog. du Nord, t. XIV, p. 31 ff.) noch kürzlich hervorgehoben.

[2]) Zirkel hat solche in den Biotiten der Kersantone beobachtet.

[3]) Herr Dr. Koch hat sich in liebenswürdigster Weise mir zur Verfügung gestellt, wenn es galt, mikroskopische Diagnosen durch Controlbeobachtungen zu verschärfen oder zu vervollständigen.

carbonischen) oder den Oberen Cuseler Schichten im Unter-Rothliegenden angehören, in nächster Nähe von St. Wendel oder etwas entfernter im Saar-Nahe-Wassergebiet vergesellschaftet erscheinen. Die nächste Veranlassung zu diesem Vergleich ergab die Nothwendigkeit eine Anzahl sogenannter »Melaphyre« zu untersuchen, die theils unter den gleichen Lagerungsverhältnissen auftreten, theils aber in lehrreicher Weise als Ausfüllung schmaler Quer-Gänge (dykes), welche einige Kilometer weit, wenn auch nicht stets über Tag in ununterbrochenem Zusammenhang, quer durch die Schichten des obersten Carbons und des Unteren Rothliegenden hindurchsetzen. Nicht wenige dieser Gangspalten sind bereits auf der WEISS-LASPEYRES'schen Uebersichtskarte und v. DECHEN's Specialkarte verzeichnet, wie z. B. der Gang der Labach-Grube bei Werschweiler oder der Gang bei Winterbach, den der Weg von St. Wendel nach Tholey kreuzt; die neueren Aufnahmen der geologischen Landesanstalt haben das Bild vervollständigt, namentlich aber ist dies durch die parallel gehenden Aufnahmen unserer bayerischen Herrn Collegen geschehen, da die meisten dieser Quergänge auf dem linken Ufer der Blies und hier vorzüglich im bayerischen Antheil des Westrich, der politisch zur Rheinpfalz zählt, aufsetzen. Herr Oberbergdirector v. GÜMBEL hat die Güte gehabt, uns über das grundrissliche räumliche Verhalten dieser Eruptivgänge nach den bayerischen Karten zu unterrichten, Herr Landesgeolog GREBE hat Proben davon eingesendet, von den meisten Gängen habe ich 1883 und 1889 [1]) selbst, theils in seiner Gesellschaft, theils allein, Handstücke gesammelt. Die Analysen k^*, l^*, n^*, o^* in der oben mitgetheilten Tabelle beziehen sich auf solche Ganggesteine, und zwar ist k^* die Analyse des Gesteins von der Labach-Grube bei Werschweiler (BÖTTCHER), l^* diejenige des Ganggesteins vom Steinhübel in der Gehrenheck (Puhlheck) zwischen Hoof und Osterbrücken (HESSE), n^* die des Gangkuppengesteins von Gronig, im Quellgebiet der Blies zwischen

[1]) Die letztere Reise fand erst nach der ursprünglichen Abfassung dieser Abhandlung behufs weiterer Orientirung über einzelne Punkte statt.

Wasser und Dorf (Hesse) und o^* die des Ganges bei Winterbach zwischen St. Wendel und Tholey (Fischer); die Analyse m^* (Bärwald) betrifft dagegen ein Intrusivlager, das am Litzelkopf bei Buhlenberg nächst Birkenfeld in den Cuseler Schichten aufsetzt, seinem Vorkommen nach also zunächst mit den Bosenberger Intrusivlagern in denselben Schichten übereinstimmt, während seine Struktur durch Einsprenglinge von Plagioklas, von Pseudomorphosen nach Bronzit, von Quarz und, örtlich wenigstens, auch von Biotit in einer recht feinkörnigen Grundmasse von der der Dioritporphyrite äusserlich mehr abweicht und sich der porphyritischen mehr nähert.

Betrachtet man die einschlägigen Zahlenwerthe: SiO_2 54,55 bis 57,35, Summe der alkalischen Erden 4,29—12,26, Summe der Alkalien 4,85—9,73, so ergiebt der Vergleich mit den oben mitgetheilten Zahlenwerthen aus den Analysen *a* bis *i* alsobald die Zugehörigkeit zur porphyritischen (dioritporphyritischen) und nicht zur diabasischen Mischungsstufe, nur o^* gehört sichtlich zu den kieselsäurearmen Kaliporphyren und verdient daher zunächst unsere besondere Aufmerksamkeit. Vielleicht sind andere Proben des Winterbacher Ganges nicht so einseitig kalireich, auch war die analysirte Probe, weil schon oxydirt und des Carbonats beraubt, von Haus aus jedenfalls reicher an Kalk, doch hat der weggeführte Kalkgehalt ganz vorzugsweise dem erst chloritisch und carbonatisch, alsdann oxydisch umgebildeten Bisilicat angehört, denn die Feldspathe erweisen sich im Dünnschliffe relativ frisch und zeigen auch im Handstück oft noch spiegelnde Spaltflächen. Vergleicht man unter diesem Gesichtspunkte die Dünnschliffe der Gesteine vom Winterbacher Gange, vom Spiemont und vom Bosenberg untereinander, so kann man sich bei vorherrschend gleicher Struktur trotz gewisser noch kurz zu besprechender Strukturunterschiede leicht überzeugen, dass im Einklang mit den Alkali- und insbesonders den Kali-Werthen der Analysen o^*, *i*, h^* und g^* unverkennbare Plagioklas-Krystalle am spärlichsten im analysirten Winterbacher Ganggestein, am vorherrschendsten dagegen im Bosenberg-Gestein auftreten; das Spiemont-Gestein hält die Mitte ein, es enthält mehr Orthoklas

als das letztere, mehr Plagioklas als das erstere, das zufolge seines entschieden vorherrschenden Orthoklasgehalts Augit-Syenitporphyr mit Kersantit-ähnlicher Struktur heissen kann.

Unabhängig von der chemischen und physikalischen Molecularconstitution des Feldspaths ist derselbe in allen drei Gesteinstypen durch eine Erscheinung ausgezeichnet, die an dem Gestein des Winterbacher Gangs besonders deutlich hervortritt und darum hier zuerst erwähnt wird: das ist die theilweise oder gänzliche Erfüllung des Feldspathkerns durch eine grüne chloritähnliche Substanz. Man findet diese Erscheinung an den grösseren Plagioklas-Krystallen, die sich ein klein wenig porphyrartig aus der feinkörnigen Gesteinsmasse hervorheben, an den Feldspathen des eigentlichen Gesteinsgeripps, endlich auch an den ganz kleinen mikroskopischen Plagioklasen oder den Orthoklasen, welche mit Quarz in verschränkter oder verzahnter Struktur in den Grundmassen-Zwickeln (saueren Resteckchen) auftreten; oft ist der grüne Kern scharf abgegrenzt von dem wasserhell durchsichtigen Feldspathrahmen, dessen Form er wiederholt, wie das Fenster im Rahmen; in vielen, ja wohl in den meisten Fällen dagegen liegen nur grüne Partien kern- oder zonenartig zusammengedrängt im Feldspath; ob dazu auch jene maschenartige Verbreitung chloritischer Substanzen im Plagioklas gehört, welche H. Rosenbusch als »pseudophitische« Umbildung aus diesen »Leukophyren« angiebt, wage ich nicht zu entscheiden; echter Pseudophit scheint mir nach dem Pleochroismus und der relativen Höhe der Interferenzfarben nicht vorzuliegen, sondern ein eisenhaltiges, wahrscheinlich sogar etwas eisenoxydhaltiges Chloritmineral, dessen Sphärolithe (Krystallsphären) ein Interferenzkreuz von optisch-positivem Charakter erkennen lassen. Auf die Natur des Viridits, um ganz allgemein zu sprechen, kommt es zunächst auch weniger an, als auf die Art und Weise, in der er die Feldspathsubstanz durchdringt, wonach hier nicht beliebige Feldspaththeilchen durch die grüne Substanz im Wege der Pseudomorphosenbildung ersetzt scheinen, als vielmehr solche Stellen, innerhalb welcher der Feldspath zufolge

eines ursprünglichen raschen Auskrystallisirens fremde Theilchen, verkrüppelte Augite, Basisantheile oder Erzstaub, in sich beherbergte. Wie die Pegmatophyr-Struktur gehört auch diese an äusserlich wohlbegrenzte, innerlich aber mehr oder weniger skelettartig gehöhlte Feldspathe gebundene Struktur zur Charakteristik einer Erstarrungsweise, welche von derjenigen typischer Eugranite abweicht, echten Rhyotaxiten dagegen unter Umständen eignet (»Casettenfeldspathe«).

Fluidalstruktur oder Rhyotaxis ist denn auch in diesen zum Vergleich herangezogenen Ganggesteinen und porphyritischen Intrusivlagermassen theilweise ganz deutlich entwickelt: Im analysirten Vorkommen bei Winterbach mit relativ grossen 1/2 bis 1 Centimeter messenden Feldspäthen von sehr schmalem Leistschnitt und 1/2 Centimeter grossen Titaneisenerztafeln, die auf den ersten Anblick ein doleritisches Melaphyr-Gestein vermuthen lassen, ist die stromartige Anordnung dieser Gemengtheile mit blossem Auge vortrefflich zu sehen; wären die bald selbständig begrenzten, bald xenomorphen Augite frisch, anstatt dessen sie chloritisirt oder schon vererzt erscheinen, man würde einigermaassen an denjenigen rhyo-diabasischen[1]) und dabei porphyrartigen Typus des Löwenburg-»Dolerits« erinnert, der eines der schönsten Beispiele der Flussstruktur vollkrystallinischer Strukturelemente[2]) dar-

[1]) Der Ausdruck ist leicht verständlich und soll den annähernden Parallelismus der Plagioklas-Leisten in solchen Diabasen treffen, welche zwar auch vorherrschend vollkrystallinisch strahlig-körnig sind, aber nicht mehr vorherrschend divergentstrahlig-körnig oder typisch ophitisch mit frei in den xenomorphen Augitkörnern endend eingezapften automorphen divergentstrahligen Plagioklas-Leisten. An und für sich ist der augitische Bindekitt der ophitischen Struktur einer schwach entwickelten Flussstruktur der Plagioklas-Leisten nicht hinderlich. Vergl. auch die einschlägigen Erfahrungen Judd's und Teall's (British Petrographie Taf. X, Fig. II und Artikel »Dolerit«).

[2]) In der Sammlung der Königl. Bergakademie liegt ein durch H. Laspeyres etikettirtes Dolerit-Handstück vom Kühlsbrunnen nahe der Löwenburg, das auf Grund dieses mit blossem Auge wohlerkennbaren Planparallelismus als »schiefrig« bezeichnet ist. Auch in Rosenbusch's Abbildung der »hypidiomorph-körnigen Struktur am Basalt der Löwenburg im Siebengebirge«, Massige Gesteine (2. Aufl.) Taf. VI, Fig. 1,

stellt. Andere Handstücke des Winterbacher Ganges, wie ein solches aus den Fuchslöchern, W. vom Kirchhof, sind feinkörniger und dabei porphyrartig durch einzelne grössere Feldspathe und scheinen thatsächlich an Stelle der im analysirten Gestein aus Orthoklas, Quarz (Mikropegmatit), Plagioklas, Chlorit, Titaneisenglimmer, Apatit zusammengesetzten Zwickel eine braunbestäubte grauliche Basis zu enthalten, die vorzugsweise feldspäthiger Natur sein mag, da andererseits auch hier die für Kersantite so charakteristischen Quarzzwickelchen, z. Th. mit Biotit-Einwachsungen, nicht fehlen. Für diese Deutung spricht die mehrfache Beobachtung radialstrahliger Anordnung in der Basis mit Interferenzkreuzchen von optisch negativem Charakter; Erzstaub oder opake Wachsthumsformen trüben solchen Feldspathgrund nur wenig[1]). Noch andere Handstücke des Ganges, wie solche vom Heiligenberg, 2—3 Kilometer nordwestlich des Dorfes Winterbach, führen rundblasige Mandelräume, was den rhyotaxitischen Eindruck dieses chemisch und mineralisch dem Augitsyenit und Augittrachyt vergleichbaren Ganggesteins erhöht.

Auch solche Ganggesteine, welche chemisch wesentlich mit dem Bosenberg-Gestein übereinstimmen, wie das von dem Steinhübel bei Osterbrücken (l^*) und das zwar

fehlt die Andeutung der Flusstruktur nicht. Besonders lehrreich sind noch diejenigen Stellen des rhyo-diabasischen Strukturgewebes, die ein tangentiales Umschmiegen der leistförmigen Plagioklase um die porphyrartig eingewachsenen grösseren Olivin- oder Augit-Einsprenglinge erkennen lassen. Diese Gesteine sind also doch nicht vorherrschend rein »hypidiomorphkörnig« im Sinne der Eugranite. Die Gabbro-Gesteine der Hebriden dagegen, welche Rosenbusch mit den Basalt-Gesteinen vom Löwenburg-Typus glaubt vereinigen zu dürfen, sind nach dem mir vorliegenden durch v. Dechen und Oeynhausen gesammelten Material, echte Eugranite. Gelegentliche Uebergänge dieser Eugranite in die Rhyotaxite zufolge der Ausbildung langgestreckter Strukturelemente (leistförmiger Feldspathe etc.) und der mehr oder weniger parallelen Anordnung derselben fehlen selbstverständlich nicht, denn der Uebergang gehört zum Wesen der Gesteine, charakterisiren aber nicht die vorherrschend eugranitischen Gabbro-Massen.

[1]) Vergl. dazu die Beobachtungen an den Gesteinen vom Spiemont und von Marpingen. S. 271, Anm. [1]).

etwas kalk- und natronreichere, kali- und magnesiaärmere des langen Ganges, der sich von Werschweiler (Labachgrube, k^*) bis in die Gegend SO. von Leitersweiler erstreckt, zeigen in ein und demselben Präparat bald ein mehr divergentstrahliges, bald ein sichtlich mehr fluidal (rhyotaxitisch) angeordnetes Verhalten der Hauptstrukturelemente (Rhyo-Kersantit-Struktur). Sieht man davon ab, so liegt der Unterschied gegenüber dem Bosenberg-Typus nach den mir vorliegenden Handstücken in einem etwas feineren Korn und, doch nur z. Th., in dem häufigen sichtlich porphyrischen Hervortreten von theils isolirten, theils gruppenweise zusammengehäuften Plagioklas-Einsprenglingen und Augit-Pseudomorphosen, d. h. der glimmerarme Augit-Kersantit ist porphyrartig entwickelt; örtlich treten wohl auch, wie in dem Intrusivlager südlich des Osterbaches unterhalb Osterbrücken, kleine Biotit-Blättchen porphyrisch hervor, aber doch zu spärlich, um darauf einen reinen Kersantit-Typus begründen zu können, während im Dünnschliff mikroskopische Biotitblättchen oder Chlorit-Pseudomorphosen danach niemals fehlen. Solche Pseudomorphosen, welche zufolge ihrer Umrisse sicher auf ein augitisches Mineral zurückgeführt werden können, walten aber stets vor; nach den Umrissen zu schliessen könnte rhombischer Augit (Bronzit) ebensowohl als Malakolith oder Fassait vorhanden sein; im unzersetzten Zustande zuverlässig nachgewiesen ist jedoch nur der letztere in dem Gestein der Labach-Grube (k^*), das unter den auch hier vorherrschenden Pseudomorphosen noch frische automorphe und noch häufiger xenomorphe Krystallkörner von licht gelblicher bis licht gelblichbräunlicher Durchsichtigkeit, gleich denjenigen des Kersantit-Augits besitzt. Auch in den z. Th. durch Quarz oder Quarzfeldspathaggregat eingenommenen Zwickeleckchen dieses letzteren Gesteins fehlen andererseits daneben oder an dessen Stelle kleinste Augitpseudomorphosen und Erzwachsthumsformen nicht, so dass man schon einigermaassen an die Basis[1]) saurer

[1]) Zwischenklemmungsmasse, Mesostasis.

Meso-Dolerite (saurer Glieder der Tholeyite STEININGER's) erinnert wird.

Diese Anklänge sind um so interessanter, als ein benachbarter Quergang weiter gegen NO., der im Karstreche NW. von Unter-Selchenbach, und ein zweiter, der an der Strasse, ungefähr in der Mitte zwischen diesem letzteren Dorfe und Osterbrücken im Distrikt »An der Haide« hindurchstreicht, der Melaphyr-Formation in der Eingangs dargelegten Fassung des Begriffs und zwar in den untersuchten Proben als olivinfreier Typus thatsächlich angehört. Das Gestein dieser Gänge ist porphyrisch von Ansehen durch sehr stark glasglänzende, scharf und geradlinig nach dem Albit-Gesetz, auch wohl einmal zugleich nach dem Periklin-Gesetz lamellirte bezw. gegitterte kalkreiche Plagioklase, die manchmal gruppenförmig vereint auftreten und hier und da Basis (mikrokrystallitische Mesostasis) in oder zwischen sich einschliessen, sowie durch Pseudomorphosen nach einem Augit-Mineral, die aus eckigen Carbonatkörnern oder aber aus solchen und aus Chlorit bestehen. Die dichte eisengraue, stark rostbraun verwitternde Grundmasse besteht unter dem Mikroskop aus relativ locker gelagerten, divergent strahlig geordneten Plagioklasleistchen, dazwischen gestreuten zahlreichen Magnetitkryställchen und mikroskopischen Pseudomorphosen nach Augit, entsprechend den makroskopisch sichtbaren, und einer globulitisch schwarz gekörnelten lichten Glasbasis, die auch Erzwachsthumsformen allerfeinster Art enthält und örtlich in einen mikrokrystallitisch getrübten Feldspathgrund übergeht. Biotit in sehr feinen Blättchen fehlt dann nicht (Karstrech). Sehr spärliche, sehr kleine Quarzkörnchen, welche in einem Präparate in der Grundmasse beobachtet wurden, sind, ganz abgesehen von ihrer primären oder sekundären (?) Natur procentisch ganz belanglos für das basische Gestein, dessen Analyse, ausgeführt durch Dr. FISCHER an einer Probe des Ganges an der Strasse zwischen Unter-Selchenbach und Osterbrücken unter p^* folgt.

	p*	c
SiO_2	48,27	47,12
TiO_2	0,99	3,92
Al_2O_3	17,13	15,23
Fe_2O_3	1,85	2,79
FeO	4,89	7,06
MgO	3,06	2,85
CaO	9,77	7,83
Na_2O	3,06	2,41
K_2O	2,42	2,00
H_2O	1,59	2,92
P_2O_5	0,19	—
CO_2	6,90 †)	5,65
SO_3	0,09	—
Organ. Subst. .	—	—
Summe:	100,21	99,78
Vol.-Gew. . .	2,7326	—
	Fischer	Loretz

†) entsprechend[1]):

$FeCO_3$ . . .	2,60
$MgCO_3$ . . .	4,30
$CaCO_3$ . . .	8,35
	Fischer.

Die zum Vergleich beigefügte Analyse (c) des ähnlich carbonatreich und chloritreich umgebildeten »Leukophyr«-Diabases v. Gümbel's aus dem Steinachthale bei Stadt Steinach lässt, wenn man den in dem letzteren Gestein sehr hohen Gehalt an Titaneisenerz berücksichtigt, sehr deutlich erkennen, dass in der That in dem Gestein p ein echtes porphyrisches Diabas-Aequivalent, ein olivinfreier Melaphyr (Meso-Basalt) und kein porphyritisches Aequivalent eines dioritischen oder andesitischen Gesteins (Augitdiorits, Augitandesits) vorliegt. Will man also von Meso-Leuko-

[1]) Nach einem mit stark verdünnter Salpetersäure rasch gemachten Auszug des Carbonats, woraus das Verhältniss der an die Kohlensäure gebundenen Basen besonders ermittelt wurde.

phyren reden, so liegt dieser Vergleich hier nahe — obendrein ist das Gestein wirklich von porphyrischer Struktur —, für den Bosenberg etc. trifft er nicht zu.

Dagegen stehen dem Bosenberg-Gestein substanziell und der Lagerung nach und in vieler Hinsicht auch strukturell wieder ganz nahe die als Intrusivläger in den Oberen Cuseler Schichten nahe am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges in der Gegend von Birkenfeld am Litzelkopfe, Geisberge, Mooshübel und in deren Nachbarschaft bei Buhlenberg, Ellenberg, Gollenberg anstehenden Gesteine, welche jedoch eine noch ausgesprochener porphyritische Tracht zeigen, als die vorher besprochenen Quergänge von nahezu gleicher Zusammensetzung östlich der Blies zwischen St. Wendel und Cusel. Immerhin ist die Ausbildung der Grundmasse noch nicht so feinkörnig, als bei gewissen porphyritischen Randgesteinen längs des Intrusivcontacts des Bosenberg-Gesteins gegen die Oberen Cuseler Schichten. Die (pseudomorphosirten) augitischen Einsprenglinge dieser Gesteine sind in sehr schmalen und im Verhältniss dazu langen Säulchen ausgebildet bis zu 3 Millimeter Länge, deren Querschnitt ein Rechteck mit gerade abgestutzten Ecken darstellt; sowohl diese Formausbildung, als die Gruppirungsweise zusammengehäufter Pseudomorphosen und schliesslich die häufige Erfüllung derselben mit Serpentin statt mit Chlorit, erinnern ausserordentlich an Pseudomorphosen nach Bronzit aus Bronzit-Porphyriten, doch konnten Bronzit-Reste oder Schillerspath-Pseudomorphosen bislang nicht aufgefunden werden. Solcher Serpentin (optisch negativ mit der Axenebene in der Faseraxe) hat relativ hohe, leuchtende Interferenzfarben, die bei günstiger Schnittlage aus Gelb in Roth überspielen, und pflegt freier von Carbonat-Einwachsungen zu sein, während mit der Erfüllung der Pseudomorphosen durch die matt polarisirenden Chlorit-Aggregate sich gern Carbonat einstellt. Möglicherweise entsprechen die beiden Umbildungsweisen zwei verschiedenen Muttermineralien, Bronzit und Malakolith, die ja in ganz ähnlichen Krystallformen des rhombischen und monoklinen Systems gemeinsam auftreten.

Wie dem auch sei, die langgestreckte Form dieser

Pseudomorphosen, die auch den zahlreichen mikroskopischen Grundmassenkryställchen derselben Substanz eignet, bringt mitsammt den spärlicheren, aber garnicht so seltenen makroskopischen oder mikroskopischen, frischen oder chloritisirten Biotitblättchen und leistenförmigen Feldspathen, welche letztere vor gedrungeneren Formen auffallend zurücktreten, die Rhyotaxis im Dünnschliff häufig zur Anschauung und dieser entspricht dann wohl auch die ungefähre Lage der mit blossem Auge sichtbaren ein- oder zweiseitig ausgedehnten Einsprenglinge in linear- oder planparalleler Anordnung. Quarz-Feldspath-Massen, bald jenen hieroglyphenartigen Wachsthumsformen aus dem Bosenberg-Gestein, bald typischem Mikropegmatit gleichend, füllen die Zwischenräume zwischen den gestreckten Strukturelementen, setzen aber auch selbständigere, relativ grobkörnige nach der Flussrichtung ausgedehnte Grundmassenpartieen für sich allein zusammen oder erscheinen mit Carbonat-Pseudomorphosen als Umrindungen haselnussgrosser und grösserer Fettquarz-Massen [1]). Dabei ist auch in diesen Gesteinen, wie in denen des Bosenbergs oder Spiemonts etc. oder in verwandten Ganggesteinen des Mittelharzes der Uebergang aus der einen in die andere pegmatophyrische Strukturform und ihr Zusammenhang mit reinen Quarzkörnern oder Orthoklaskrystallen nachweisbar. Dass auch Plagioklas an solchen pegmatophyrischen Aggregaten theilnimmt, ist nach seinem Vorkommen in deutlichen Krystallen in diesen Quarz-Feldspathmassen zu schliessen nicht unwahrscheinlich, aber zunächst nicht erwiesen. Er tritt im Uebrigen ganz deutlich in Einsprenglingen, welche 3 bis 4 Millimeter Grösse erreichen können, aus der Grundmasse hervor, häufig sind dieselben schon umgebildet, in

[1]) Die höchst lehrreichen Erscheinungen, welche sich an diese fraglich als Einschlüsse zu deutenden Massen und ihr Verhältniss zum Eruptivgestein knüpfen, müssen Gegenstand einer Detailstudie bleiben. Nur sei kurz erwähnt, dass in den Hüllen um diese Quarzmassen gleichartig mit denselben orientirte Quarzdihexaëder mit libellenführenden Glaseinschlüssen in der Form des Wirths auftreten, zwischen welche sich von Aussen her Glas, Mikrofelsit oder an deren Stelle ganz unzweifelhafter Mikropegmatit eindrängt: eine Erscheinung, welche für die geologische Rolle des Mikropegmatits recht beachtenswerth genannt werden muss.

anderen Fällen weist ihr optisches Verhalten auf Oligoklas hin. Aber auch Quarz tritt in kleinen einheitlichen, immer abgerundeten, nie scharf dihexaëdrisch begrenzten, einsprenglingsartigen Körnchen spärlich, aber doch mit einer gewissen Regelmässigkeit auf. Sie zeigen jene Umrandungen von Augit, hier in carbonatischen oder serpentinösen oder chloritischen Pseudomorphosen, die als Zeichen der Einwirkung des Magmas auf einen Quarz-Einschluss oder aber auf ein frühzeitig ausgeschiedenes porphyrisches Korn aufgefasst zu werden pflegen, und führen Glaseinschlüsse oder entglaste Partikel neben Flüssigkeitseinschlüssen. Auch der Biotit betheiligt sich gelegentlich an diesen augitreichen Hüllen, so zwar, dass er gleich den Pseudomorphosen des letzteren Minerals in das angezehrte Quarzkorn hineinragt. Um die einseitig augitreiche Hülle, welche in tangentialer Schnittlage als Augit-Häufchen erscheint, zeigt sich dabei häufig nach Aussen eine einseitig vorwiegend aus Quarz und Feldspath aufgebaute, mit pegmatophyrischen Aggregaten untermischte Zone. Diese Gesteine mögen Bronzit-Porphyrit mit Kersantit-ähnlicher Struktur heissen.

Besonderes Interesse behufs vergleichender Betrachtungen verdienen dann noch die Gang-Kuppen bei Gronig, welche einem Olivinführenden Kersantit-Porphyrit angehören. Rosenbusch hat in der ersten Ausgabe seiner Massengesteine auf S. 288 u. 289 einen Porphyrit von Gronig aufgeführt, der nach der speciellen Ortsangabe »an einer Kuppe auf der linken Seite der Blies, S. von Gronig«, nur hierher gehören kann. Er führt nur ganz kurz braundurchsichtige Hornblende und Magnesiaglimmer in braunen Tafeln aus dem Gestein an. Erstere habe ich nicht wieder auffinden können, was indessen nichts gegen Rosenbusch's Beobachtung beweist, die Bisilicate sind in diesen Gesteinen aller Erfahrung nach wenig regelmässig vertheilt und oft bis auf die letzte Spur umgebildet; im Kersantit von Langenschwalbach und Markirch war seiner Zeit auch keine Hornblende bemerkt worden und dennoch fand ich dieselbe darin. Im Groniger Gestein habe ich umgekehrt frischen Malakolith aufgefunden in zahlreichen Kryställchen in einem Dünnschliffe von der-

selben Kuppe (Analyse *n**), welche Rosenbusch citirt; bastitische oder richtiger, da Schillerspathglanz fehlt, serpentinöse und Carbonat-Pseudomorphosen fehlen daneben nicht und oft liegen die Augitkryställchen gruppenweise zusammen. Dem blossen Auge deutlich sichtbar treten diese Kryställchen kaum hervor, während der braune (z. Th. grün chloritisirte) Glimmer überall sichtbar hervortritt oder doch nur ganz local mehr in die Grundmasse zurücktritt, in welcher er nirgends fehlt und um die grösseren porphyrischen Einsprenglinge von umgebildetem Olivin tangential geordnet besonders angehäuft getroffen wird. Frischer Olivin ist nirgends mehr erkennbar, es ist die Krystallform, welche die Pseudomorphosen als diesem Mineral angehörig erkennen lässt; meistens sind die Olivine in Carbonat umgewandelt, in dem Steinbruche, nordöstlich vom Dorfe Gronig, dagegen in ein strahlig wirrfaseriges Aggregat, das grünlich, wie Serpentin aussieht oder wie Chlorophaeit, ähnlich diesen Substanzen in leuchtenden Interferenzfarben polarisirt und an Interferenzkreuzchen sphärolithisch geordneter Blättchen optisch positiven Charakter zu erkennen giebt, was recht gut mit dem Chlorophaeit vom Hockenberge bei Neurode stimmt. Kleine octaëdrische Kryställchen eines Minerals der Magnetit-Spinell-Gruppe liegen sowohl in diesen als in den Carbonat-Pseudomorphosen nach Olivin. Im Uebrigen enthält das Gestein sowohl Titaneisenerz, als Magnetit. Auch der Apatit fehlt nicht. Feldspath ist sowohl in Leisten von divergentstrahliger bis rhyotaxitischer Anordnung vorhanden, als auch in breiteren Krystalloïden, welche vor den Leistschnitten vorherrschen können und auf beschränkterem Raum in eine Füllmasse von Feldspath oder in eine Quarz-Feldspath-Zwischenmasse übergehen. Die Leisten lassen sich als ein kalkreicherer Plagioklas an der Auslöschungsschiefe ihrer Zwillingslamellen erkennen, breitere verzwillingte Plagioklase treten spärlich wohl auch einmal aus der Grundmasse etwas mehr sichtlich porphyrisch hervor. Der der Hauptsache nach wohl als Orthoklas anzusprechende unlamellirte Feldspath der breiteren Krystalloïde oder der Füllmasse zwischen den anderen hineinragenden Gemengtheilen tritt für sich allein

oder mit wasserklarem Quarz gepaart auf in ganz ähnlicher Weise, wie bei dem Gestein des Bosenbergs; nur scheint hier der Quarz mehr zurückzutreten, grössere einheitliche Quarzkörnchen fallen nicht auf und die in einander verschränkten Verwachsungen von Quarz und Feldspath in regelmässiger Ausbildungsweise kommen seltener vor (Mosaik). — In dem Gestein aus dem Bruche im NO. von Gronig scheint neben den deutlich auskrystallisirten Grundmassenelementen in geringen Mengen Basis anwesend zu sein; dasselbe Gestein zeigt vereinzelte grössere Mandeln, welche mit Carbonat erfüllt sind und Nussgrösse übersteigen. — Noch andere Kersantit-Porphyrite, welche durch ihren Gehalt an Quarz-Einsprenglingen mit Glaseinschlüssen und mit Augit-Umhüllungen ihre Verwandtschaft mit den Gesteinen vom Litzelkopf und Geisberg bei Birkenfeld bekunden, andererseits aber auch mit gewissen zur Porphyritstruktur neigenden Olivin-Melaphyren (Olivin-Weiselbergiten nach ROSENBUSCH's Namengebung), kommen weiter gegen NO. zwischen Vollmersbach und Regulshausen und bei dem ersteren Dorfe selbst auf Blatt Oberstein vor. In diesen letzteren Vorkommen ist Olivin oder vielmehr sind Pseudomorphosen nach demselben nur ganz spärlich oder gar nicht vorhanden; der Augit, soweit frisch erhalten, ist abermals Malakolith oder Fassait, der Biotit tritt als porphyrischer Einsprengling sichtlich hervor.

Aus dem, was wir nach den vorstehenden Mittheilungen wissen (die sich allerdings nicht auf ein so umfangreiches Material, als an und für sich erwünscht wäre, immerhin aber wohl auf ein umfangreicheres, als das von anderer Seite bislang benutzte, stützen), geht hinreichend die nahe Verwandtschaft aller der aus der Gegend von St.-Wendel, Ottweiler und Birkenfeld darin besprochenen Gesteinstypen hervor, abgesehen von den beiden Quergängen, die zwischen Osterbrücken und Selchenbach durchstreichen und als (olivinfreier[1]) Meso-Basalt ihre nächsten Verwandten unter den Melaphyren der Dachgesteinszone des Grenz-

[1]) Olivinfrei, soweit die untersuchten Proben reichen, anderweitig fehlt der Olivin- oder auch der Bronzit-Gehalt neben dem Augit nicht.

lagers und unter den meist intrusiven Palatiniten und Tholeyiten[1]) besitzen. Alle anderen Gesteine mit einer Ausnahme[2]) gehören für unsere Auffassung in diejenige Reihe mehr oder weniger deutlich feinstrahligkörniger bis feinstrahligkörnig-porphyrischer Porphyrite, die man als vermittelnde Glieder zwischen den Dioriten, als ausgesprochenen Eugraniten, und den Porphyriten im engeren strukturellen Sinne des Wortes, als ausgesprochenen Rhyotaxiten, Diorit-Porphyrite, bezw. Quarzdioritpor-

[1]) Hier mag ein Versehen in Rosenbusch's 2. Auflage der Massigen Gesteine berichtigt werden. Von den Olivin-Tholeyiten heisst es S. 515 daselbst: »Dieser Typus hat im Saar-Nahe-Gebiet eine sehr grosse, nach Lossen's Untersuchung wesentlich der Dachzone des Grenzlagers angehörige Verbreitung«. Alsdann werden einige Fundorte aufgeführt als Beispiele, 12 im Ganzen, von welchen indessen nur einer, Erzweiler, dem eigentlichen Grenzlager in seiner uns geläufigen Ausdehnung und möglicherweise, was ich dahin gestellt lassen muss, der Dachzone desselben angehört. Zwei weitere, das Vorkommen 10 Minuten S. von Braunshausen und das 6 Minuten N. von Selbach (nicht »Salbach«), liegen in jener südwestlichen Fortsetzung des Grenzlagers, die sich von der oberen Nahe nach der Prims erstreckt und die fast ganz ausschliesslich aus Melaphyr-Gesteinen besteht, wie sie im Hauptgrenzlager erst in der Dachzone entwickelt zu sein pflegen. Diese Gesteine sind der Hauptsache nach aber, wie dies der Vergleich meiner Beschreibung (dieses Jahrbuch für 1883 S. XXX ff.) mit den 1887 von Rosenbusch aufgestellten Melaphyr-Typen ergiebt, »Navite« und »Olivin-Weiselbergite«; »Olivin-Tholeyite« fehlen darunter nicht ganz und sind zumal strichweise ausgebildet, wie in jener Gegend des Wasserscheidegebiets zwischen Nahe und Prims, der die obengenannten beiden Fundpunkte angehören; im eigentlichen Grenzlager treten sie jedenfalls sehr zurück. Die Tholeyite und Olivin-Tholeyite, die man kartographisch weder von einander, noch auch von den basisfreien Meso-Diabasen (Palatiniten) und Meso-Olivindiabasen trennen kann, sind ihrer Hauptverbreitung nach vielmehr intrusive Lager- und Stockmassen in den Oberen Cuseler, den Lebacher und Tholeyer Schichten unterhalb den normal zwischen den Söterner Schichten eingeschalteten Ergussdecken des Grenzlagers. So gehören denn auch 9 von den 12 von Rosenbusch angezogenen Fundpunkten solchen Intrusivmassen an und zwar mit einer Ausnahme, S. von Odernheim (nicht »Obernheim«) und W. vom Bauwald, aus der Umgebung von St. Wendel und des benachbarten Schaumberges bei Tholey. — Beiläufig sei noch bemerkt, dass das Melaphyr-Gestein, welches in der 1. und 2. Auflage der Massengesteine unter »Kreuznach« erwähnt wird, von einem anderen Fundpunkt stammen muss, weil Melaphyr dort ganz fehlt.

[2]) Ueber den Winterbacher Gang vergl. weiter unten S. 292, S. 312 f., sowie schon oben S. 271 ff.

phyrite zu nennen pflegt. Wenn wir trotz des neben dem vorwaltenden Plagioklas herrschenden Augit-Gehalts nicht von Diabas-Porphyriten reden oder, soweit die mehr feinkörnigen, bezw. körnigstrahligen, als porphyrischen Gesteine des Bosenbergs, Spiemonts u. s. w. in Betracht kommen, von »Quarzdiabasen«[1]), so steht einer solchen Ausdrucksweise nicht nur die dem Kersantit nahestehende Struktur der Gesteine entgegen, sondern überdies ihre chemische Durchschnittszusammensetzung und das procentische Verhältniss von Erz, Bisilicat und Glimmer gegenüber den Feldspath- und Quarzprocenten, ihr constanter Gehalt an Kalifeldspath und ihr gelegentliches Uebergehen in Syenit-Porphyre (Winterbacher Gang), endlich ihr geologischer Zusammenhang mit noch alkali- und auch kieselsäurereicheren Gesteinen.

Was den bisher noch nicht erörterten letzteren Punkt anlangt, so hat Rosenbusch selbst bereits den Zusammenhang der Gesteine vom Remigiusberg bei Cusel mit den Gesteinen vom Spiemont und Bosenberg dahin ausgedrückt, die ersteren (»Cuselite«) seien »vielleicht die porphyrische Form der hypidiomorph körnigen leukophyrischen Gesteine des Spiemont« (Massengest. 2. Aufl., S. 503). In der That ist allem Anschein nach, wenn ich Leppla's eingehende Untersuchungen über das Gestein vom Remigiusberg und die eigenen Beobachtungen an den durch Weiss und Laspeyres und meinerseits gesammelten Gesteinen aus der Gegend zwischen Wolfstein und St. Wendel (Remigiusberg, Potschberg, Blaubach, Diedelkopf bei Cusel etc.) meinem Urtheil zu Grund lege, ein wesentlicher Unterschied zwischen den Gesteinen bei St. Wendel und bei Cusel-Wolfstein nicht zu finden. Die ersteren sind eben keine hypidiomorph-körnigen Leukophyre im Sinne der leukophyrischen Diabase. Die leitende »diabasisch-körnige«, »divergentstrahlig-körnige« oder »ophitische« Struktur, wonach man Diabase auch wohl kurz als modificirte Dolerite (Typus Meissner) mit abweichend voll- und deutlichkrystallinischer Mesostasis (Krystallisationsrest-Masse) von vorwiegend augitischer Natur be-

---

[1]) Vergl. weiter unten S. 294, Anm. [3]).

zeichnen kann[1]), fehlt ihnen (wenn auch Anklänge nicht mangeln) als herrschende Leitstruktur, die Augite sind vielmehr grossentheils automorph (oder idiomorph Rosenbusch), d. h. krystallographisch selbständig begrenzt, und der letzte Krystallisationsrest ist der Hauptsache nach Quarz und Orthoklas, z. Th. deutlicher Mikropegmatit. Die Struktur der Gesteine des Spiemonts und Bosenbergs ist also zwar keine rein krystallkörnige (panidiomorph-körnige Rosenbusch), d. h. aus wohlbegrenzten Krystallkörnern und -Leisten aufgebaute, weil auch Uebergänge in die Strukturen der weniger typischen, quarzhaltigen Diabase nicht fehlen, aber doch viel eher Kersantit-Struktur, als Diabas-Struktur.

Die Struktur der Hauptmasse des Gesteins vom Remigiusberg ist die eines mikroskopisch noch etwas vollkommener krystallkörnigen (panidiomorph-körnigen) Grundmassengesteins mit Quarz- oder Quarzfeldspath-Restzwickelchen zwischen den vorherrschenden Feldspath-Leisten, langgestreckten Plagioklas- und kürzer gedrungenen Orthoklas-Leisten; zahlreiche porphyrische Einsprenglinge von Plagioklas bis zu 3 Millimeter Grösse finden sich in der Grundmasse ausgeschieden, während der theils selbstständig begrenzte, theils, aber seltener, zwischen den Grundmassenfeldspath eingeschlossene wasserhell durchsichtige Malakolith sich meistens nicht bis zu einer mit blossem Auge oder der Lupe deutlich sichtbaren Grösse erhebt, ebensowenig als Biotit und Hornblende (Amphibol); letztere kann ich in einem Präparat eines sehr frischen, von E. Weiss gesammelten grauen Handstücks nach äusserer, z. Th. in der Säulenzone wohlbegrenzter Form, wie nach dem Verbandverhältniss mit Quarz und Feldspath gleich dem braunen Glimmer und den sauren Zwickelmassen nur für primär[2]) ansehen; im Maximum der farbigen Absorption

---

[1]) Vergl. weiter unten S. 300, sowie Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XXXVIII, Jahrg. 1886, S. 926 Anm. [1]).

[2]) Das schliesst selbstverständlich das Vorkommen von Uralit-Hornblende als secundärer Pseudomorphosenfüllung nach Augit, wie Leppla beobachtet hat, nicht aus; er sah aber selbst auch primäre Hornblende. Auch ist secundärer Quarz nicht ausgeschlossen neben primärem.

ist diese Hornblende bräunlichgrün. Es sind also auch hier wieder alle die für den Kersantit charakteristischen Mineralien in einer, besonders durch die Plagioklas-Einsprenglinge etwas modificirten Kersantit-Struktur beisammen, nur tritt abermals der für Lamprophyre überhaupt und den Kersantit speciell charakteristische Biotit in die Grundmasse zurück und procentisch wenig hervor. In anderen hierhergehörigen Vorkommen, Blaubach z. B., erreichen auch die Augit-Pseudomorphosen die Grösse deutlich sichtbarer Einsprenglinge. Hier, wie am Potschberg fehlt auch das Carbonat nicht. Auch vereinzelte Zirkon-Kryställchen nimmt man im Gestein des Potschbergs wahr. Die Umwandlung des neben etwas Magnetit spärlicher, als im Bosenberg- und Spiemont-Typus vorhandenen Titaneisenerzes zu Sphen ist in allen diesen Gesteinen in sehr deutlicher Weise zu erkennen. Apatit fehlt nicht.

Die Analyse der frischesten Gesteinsvarietät vom Remigiusberg (*q*) nach LEPPLA (E. v. SCHNEIDER) und diejenige desselben Gesteins nach LASPEYRES (*r*), verglichen mit den in der umstehenden Tabelle enthaltenen Analysen des Bosenberg-Gesteins (g^*) und des Gesteins vom Steinhübel zwischen Hoof und Osterbrücken (l^*), ergeben keinen erheblichen Unterschied; nur ist das mehr körnige Bosenberg-Gestein sichtlich reicher an titansäurehaltigem Eisenerz, bezw. dessen Umwandlungsprodukten, das gilt aber auch schon von dem porphyrartigen Gestein (l^*), das im Uebrigen mit dem Gestein der Blaubach nahezu übereinstimmt; charakteristisch für sämmtliche Gesteine bleibt der relativ hohe Magnesia-Gehalt im Verhältniss zum relativ niedrigen Kalkgehalt. Mit dem mikroskopischen Befund und mit dem hohen Wassergehalt zusammen spricht dieser Umstand für Verlust an Kalkerde durch Umbildung der Bisilicate zu einem Chlorit, aber darüber hinaus wird man einen von Haus aus magnesiareichen Malakolith oder Fassait[1])

---

[1]) Monokline Augite mit relativ hohem Magnesia- und Eisen-Gehalt, beziehungsweise relativ niedrigem Kalkgehalt sind die irrthümlich von MERIAN als typische Diabasaugite betrachteten, ferner der Augit des Whin Sill, den TEALL untersucht hat, vergl. Neues Jahrbuch für Min. etc. Beilageband III, S. 289 und daselbst 1885, Band II, S. 84—85; vergl. auch Anm.[2]) S. 264 dieser Abhandlung.

	q	r	g*	l*	s*	t*	u*	v*	w*	x*
SiO_2 . . .	58,02	58,54	57,12	57,28	57,69	58,06	59,94	56,23	59,32	57,64
$TiO_2(ZrO_2)$	0,30	Spur	1,17	1,01	0,82	1,11	1,44	1,36	1,04	0,31
Al_2O_3 . .	16,35	16,86	15,40	15,98	14,48	15,44	16,11	17,22	13,33	14,49
Fe_2O_3 . .	4,17	3,64	2,80	2,35	4,40	2,19	4,29	2,81	1,36	3,17
FeO . . .	1,60	2,37	4,39	5,06	1,71	4,24	2,68	1,01	7,32	5,81
MnO . . .	0,51	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	4,34	5,36	5,13	5,52	5,63	4,68	3,02	4,85	1,79	4,62
CaO . . .	3,51	2,46 [1])	2,24	2,84	5,42	6,52	1,74	1,79	4,37	8,02
Na_2O . .	2,97	4,11	2,84	2,37	2,73	3,13	4,78	4,33	2,58	2,13
K_2O . . .	3,05	2,61 [2])	3,77	3,42	2,94	1,51	2,55	4,81	2,30	2,32
H_2O . . .	4,41	3,08	4,35	4,22	3,44	2,79	3,07	4,87	3,34	1,77
P_2O_5 . . .	—	Spur	0,217	0,18	0,29	0,21	0,24	0,21	0,18	0,23
CO_2 . . .	—	0,70	0,75	0,41	0,11	0,32	0,40	0,55	2,91	0,13
SO_3 . . .	—	—	0,08	Spur	0,17	0,16	0,17	0,15	0,14	Spur
Org. Subst.	—	—	—	—	0,05	0,01	—	0,07	0,02	—
Summe:	99,23	99,84	100,25	100,64	99,88	100,37	100,43	100,26	100,00	100,64
Vol.-Gew. .	—	—	2,625	2,653	2,66	2,659	2,651	2,56	2,736	2,8366
	v. Schneider.	Laspeyres.	Jacobs.	Hesse.	Böttcher.	Böttcher.	Gremse.	Gremse.	Gremse.	Steffen.

[1]) Ueberdies eine Spur SrO.
[2]) Ueberdies eine Spur Li_2O.

vermuthen dürfen, denn solche Magnesia-Werthe stellen sich in porphyritischen Gesteinen mit augitischem Gemengtheil sonst in der Regel nur bei bronzithaltigen Porphyriten ein; rhombischer Augit ist indessen bislang nirgends frisch sicher nachgewiesen, Biotit und Hornblende mochten den Magnesia-Gehalt auch, aber ihrer geringen procentischen Menge zufolge doch nur weniger mitbedingen.

Zum weiteren Vergleich sind Analysen beigesellt, die zunächst sich auf echte lavenartig ergossene Porphyrit-Gesteine aus dem Saar-Nahe-Gebiet beziehen, und zwar: die Analyse eines auf der NW.-Seite des Peterberg's bei Braunshausen zwischen dem Oberen Thonstein GREBE's und den Waderner Schichten noch im Hangenden des Eruptivgrenzlagers lagernden Bastit (Bronzit)-Porphyrit-Ergusses nach BÖTTCHER (s^*), ferner die Analyse des Bronzit-Porphyrit-Pechsteins aus der Mittelzone des Eruptivgrenzlagers oberhalb der Eisenbahnstation Kronweiler zwischen Oberstein und Birkenfeld nach BÖTTCHER (t^*), die eines alkalireichen Porphyrits mit Pseudomorphosen nach einem Augit-Mineral aus derselben Mittelzone im Fischbachthale, Gerach gegenüber, nach GREMSE (u^*) und endlich die eines Meso-Keratophyrs mit denselben Pseudomorphosen nach einem Augit-Mineral, der bei der Namborner Mühle über dem groben Porphyr-Conglomerat (GREBE's Unterer Thonstein-Horizont) vicariirend für den Bastit-Porphyrit der Mittelzone des Grenzlagers[1]) eintritt, nach GREMSE (v^*). Schliesslich ermöglichen die Analysen zweier Harzgesteine eine weitere Ausdehnung des Vergleichs, und zwar betrifft die von GREMSE ausgeführte Analyse (w^*) einen dem Bosenberg-Gestein sehr nahe verwandten, nur etwas kiesel-

---

[1]) Bei der Station Namborn steht Bastit-Porphyrit an, der ebenfalls im Laboratorium der Kgl. Bergakademie analysirt worden ist durch Herrn JACOBS und dessen Zusammensetzung (r_1^*) SiO_2 56,32; TiO_2 (ZrO_2) 1,11; Al_2O_3 15,83; Fe_2O_3 8,04; FeO 0,24; MgO 4,19; CaO 5,19; Na_2O 2,90; K_2O 2,25; H_2O 3,43; P_2O_5 0,217; CO_2 0,12; SO_3 0,14 = 99,97 bei einem Volumen-Gewicht von 2,673 mit Analyse *s* recht gut übereinstimmt.

säure-, kalk- und eisenreichern und kali- und magnesiaärmeren pegmatophyrischen Quarz-Augitdioritporphyrit aus dem mittelharzer postculmischen, frühestens spätcarbonischen Eruptivgangspaltensystem, der die Mitte einer der breiteren Gangspalten im Iberger Kalk[1]) des Bielstein's an der Bode oberhalb Rübeland erfüllt; die von STEFFEN ausgeführte Analyse (x^*) dagegen bezieht sich auf einen Eugranit des Ostrandes der Brocken-Gruppe von verwandter Mischung, den Quarz-Augit-Biotit-Diorit oder Augit-Tonalit zwischen Forsthaus Hohne und Dumkuhlenkopf aus dem Forstorte Ole Padde.

Die vier Analysen aus den Ergussdecken des Grenzlagers u. s. w. zeigen, dass die augitischen Porphyrite der Mittelzone dieser allergrössten Eruptivgesteinsausbreitung an der Nahe (t^*, u^*, v^*) und verwandte Vorkommen im Prims-Gebiete (s^*) ganz ähnlich zusammengesetzt sind, wie die augitischen Diorit-Porphyrite der Intrusivlager und Quergänge; sind dieselben auch meistens kalkreicher, wie namentlich aus der Analyse des am wenigsten veränderten pechsteinartigen Bronzit-Porphyrits (t^*), sowie aus noch anderen hier in dieser Tabelle nicht abgedruckten Analysen[2]) hervorgeht, so fehlen doch auch andererseits alkalireichere und kalkärmere Typen (u^*) nicht und der Meso-Keratophyr von Namborn (v^*), der durch einfache oder nach dem Karlsbader Gesetz binär oder auch repetirt verzwillingte Orthoklase mit mikroperthitischer sehr feinfaseriger Struktur und schwarzgrüne Serpentin-Pseudomorphosen nach Bronzit oder Augit porphyrisch und dabei basishaltig und auch etwas mandelsteinartig entwickelt ist, lässt ganz deutlich das örtliche Hinüberspielen in die Orthophyr-Reihe[3]) erkennen, ganz so wie der Syenit-Porphyr des Winterbacher Ganges unter den dioritporphyritischen Intrusivlager- und Gangmassen.

---

[1]) Längs des verdichteten Salbandes des Ganges ist der Oberdevonkalk lichter und körniger Marmor geworden, der jedoch noch die Umrisse der Korallen erkennen lässt.

[2]) Vergl. aber die Analyse r_1^* Anm. [1]), S. 291, sowie Analyse y^* auf S. 293.

[3]) Ueber andere locale Vorkommen von Augit-Orthophyren vergl. weiter unten S. 313.

Der ausgezeichnet pegmatophyrische Quarz-Augitdioritporphyrit[1]) aus dem mittelharzer Eruptivgangspaltensystem (w^*), der, obzwar etwas alkali- und namentlich kali- und magnesiaärmer, etwas kalk-, eisen- und kieselsäurereicher, als das Bosenberg-Gestein, der Hauptsache nach zu demselben dioritporphyritischen Typus zählt, hat wiederum andererseits fast genau dieselbe chemische Durchschnittszusammensetzung wie der variolitische Augitporphyrit aus der Mittelzone des Eruptivgrenzlagers von Niederbrombach bei Oberstein (y^*), der daselbst zusammen vorkommt mit Augit-Pechsteinporphyrit, ähnlich dem Bronzit-Pechsteinporphyrit von Kronweiler (t^*), und von Böttcher analysirt ist. Demselben Analytiker verdanken wir auch die Analyse (z^*) des Hysterobas vom Garkenholze bei Rübeland, die ich schon an anderer Stelle neben der eines malakolithhaltigen submikropegmatitischen porphyrartigen Granitits vom Meineckenberg aus der Brockengruppe veröffentlicht habe (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XL. 1888, S. 204).

	w^*	y^*	z^*
SiO_2	59,32	59,60	49,03
TiO_2 (ZrO_2) . .	1,04	1,12	2,06
Al_2O_3	13,33	14,30	12,63
Fe_2O_3	1,36	1,49	3,68
FeO	7,32	6,43	10,94
MgO	1,79	1,49	1,64
CaO	4,37	4,54	7,76
Na_2O	2,58	2,90	2,33
K_2O	2,30	1,84	2,40
H_2O	3,34	4,63	3,42
P_2O_5	0,18	0,24	0,54
CO_2	2,91	2,02	3,45
SO_3	0,14	0,19	0,51
Organ. Subst. .	0,02	0,02	—
Summe:	100,00	100,81	100,39
Vol. Gew. . . .	2,736	2,646	2,82
	Gremse.	Böttcher.	Böttcher.

[1]) Auf der Geognostischen Uebersichtskarte des Harzes findet man diesen Gang nebst verwandten und dem Hysterobas noch als »Gangmelaphyr« verzeichnet; vergl. jedoch Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1883, Bd. XXXV, S. 212, Anm. [1]). Dieser Gang speciell war F. A. Roemer und Streng noch nicht bekannt.

Damals galt es mir zu zeigen, dass Augit und Mikropegmatit zusammen in Gesteinen von sehr verschiedenem Kieselsäuregehalt, in granitischen, wie in diabasischen Gesteinen (von 74,97 bis zu 49,03 pCt. SiO_2) gefunden werden. Aus dem seither erschienenen, durch seinen Reichthum an Analysen, nicht nur an mikroskopischen, sondern auch an quantitativen chemischen, ausgezeichneten und überdies mit ganz vortrefflichen Abbildungen der Dünnschliffpräparate ausgestatteten Werke Teall's »British Petrography« können ganz ähnliche Beispiele beigebracht werden: man vergleiche z. B. den Augit-Granophyr (Augit-Pegmatophyr) von Mull auf Taf. XXXIII, Fig. 1, S. 327 mit dem grobkörnigen Gestein des Whin Sill von Cauldron Snout (Hysterobas mit 51,22 pCt. SiO_2 und Mikropegmatit-Zwickelchen) S. 207—209 [1]), dessen eigenthümlicher nach 100 ($\infty P \infty$) verzwillingter und nach 001 (oP) diallagartig blätternder Augit in den mittelharzer Gängen, z. B. von der Zusammensetzung des Gesteins x^*, wiederkehrt und bei niedrigem Kalk-, aber relativ hohem Eisengehalt ganz ersichtlich kein typischer Diabas-Augit ist, wie ihn O. Schilling aus Hausmann's Normal-Diabasen analysirt hat [2]).

Gleichwohl unterscheidet sich dieser pegmatophyrische Quarz-Augitdioritporphyrit von Rübeland, den wir nach seiner chemischen Zusammensetzung und seinem hauptsächlichen Mineralbestand mit dem variolitischen Augit-Porphyrit von Niederbrombach vergleichen konnten, von jenen Mikropegmatit und Quarz führenden [3])

[1]) Bezüglich der höchst lehrreichen Abhandlung Teall's über das lagergangförmig auftretende, im Uebrigen unseren Hysterobas-Quergängen zunächst vergleichbare Whin Sill-Gestein vergl. auch mein Referat im Neuen Jahrb. f. Mineral. 1885, Bd. II, S. 81 ff.

[2]) Vergl. Anm. 2 auf S. 264 dieser Abhdl.

[3]) Ich kann mich nicht entschliessen, »Quarzdiabas« zu sagen. Die wesentliche Rolle, welche der Quarz oder Kieselsäureüberschuss im Quarzporphyr und Quarzporphyrit, im Quarztrachyt und Dacit spielt, trägt er in diesen Diabasen sichtlich nicht. E. Dathe, der in seiner sehr verdienstlichen Abhandlung über Diabase den Begriff Quarzdiabas gebildet hat, hat denselben doch nicht durch eine einzige quantitative Analyse gesichert. Da ich den Begriff Augitporphyrit als chemisches

Diabasen (Meso-Diabasen) Englands und des Harzes durch einen rund 10 pCt. höheren Kieselsäuregehalt und eine dementsprechende sonstige verschiedene Durchschnittsmischung: eine weitere Bestätigung des Vorkommens von Mikropegmatit neben Augit in Gesteinen von sehr verschiedenem Kieselsäuregehalt. Legt man kein allzu hohes Gewicht auf den Umstand, ob ein rhombisches Glied der Augit-Reihe an Stelle oder neben dem monoklinen anwesend ist, so ist nach TEALL's Abbildung und Beschreibung und nach PHILLIPS' und WALLER's Analysen das als, z. Th. pegmatophyrischer, Quarz-Bronzitdioritporphyrit zu bezeichnende Gestein von Penmaenmawr[2]), wenn auch nicht dem Alter, so doch seiner Natur nach mit dem dioritporphyritischen Ganggestein aus dem Oberdevonkalk des Bielstein bei Rübeland vergleichbar. TEALL selbst giebt an[3]), er habe das Gestein aus Wales früher Bronzit-Diabas genannt, ziehe aber heute in Anbetracht seiner Grundmischung (58,45—65,1 pCt. SiO_2) vor, den Namen Diabas gegen Diorit umzutauschen, was mir zu aufrichtiger Befriedigung gereicht. Der Umstand, dass TEALL diesen Bronzitdioritporphyrit mit TELLER und v. JOHN's »Quarz-Norit« von Klausen vergleicht, also denselben Vergleich hier anwendet, welchen ROSENBUSCH seinerseits für die dem Bielsteiner Gang nächstverwandten mittelharzer Bronzit-haltigen Augitporphyrite von Elbingerode, Wernigerode und Rübeland in ihrer

Aequivalent von Augitandesit einerseits und Augitdiorit andererseits zu gebrauchen vorgeschlagen habe (vergl. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXV, 1883, S. 212), die Begriffe Diabasporphyr(it) und Diabas dagegen als Aequivalente von Melaphyr, Basalt und Gabbro, so gehören danach Gesteine mit vorherrschendem Plagioklas-Gehalt, welche daneben oft Orthoklas und Quarz führen, trotz eines allein oder mit Biotit und Hornblende beibrechenden Augit-Gehalts (gleichviel ob von monoklinem oder rhombischem Augit), Gesteine also, die demnach auch Kieselsäureprocente durchschnittlich über 55 pCt. SiO_2 zu besitzen pflegen, wie z. B. die Gesteine von Bosenberg und Remigiusberg oder die Porphyrite des Grenzlagers (darunter ROSENBUSCH's »Weiselbergite« und »Enstatitporphyrite«, die, bald mehr augithaltig, bald mehr bronzithaltig, gar nicht von einander getrennt werden können) in die porphyritische oder dioritporphyritische Reihe, können also, wenn Quarz und Orthoklas an Stelle von saurem Glas oder von saurer Basis darin vorkommt, nicht Quarzdiabas heissen.

[2]) Vergl. British Petrography S. 272—276. Taf. XXXV, Fig. 2.

[3]) a. a. O. S. 273.

vollkrystallinisch und deutlich krystallinisch pegmatophyrischen Ausbildungsweise gebraucht [1]), überhebt mich jeden Zweifels.

Dass diese tyrolischen, mit vorherrschendem Quarzglimmerdiorit innigst verbundenen quarzhaltigen Hypersthen-, Bronzit- und Diallag- oder Augit-Gesteine, denen übrigens nach meinen Präparaten primäre Hornblende auch nicht ganz abgeht, keine Norite (im Sinne Rosenbusch's) sein können, haben J. Roth [2]) und ich [3]) 1884 bereits hervorgehoben. Auch haben die Autoren, welchen die Wissenschaft diese vortreffliche Monographie des Klausener Diorit-Gebiets verdankt [4]), zum Vergleich unter Anderem bereits auf die Gesteine des Brockens hingewiesen [5]), von welchen ich damals eben nur eine Analyse des sauersten quarzhaltigen Gabbro's mitgetheilt hatte [6]), während ich für die saureren Quarzaugit-

---

[1]) Massige Gest. 2. Aufl. 1887, S. 479. Mit Recht macht mein sehr verehrter Freund wiederholt auf die grosse »überraschende Mannichfaltigkeit in der Struktur und im mineralogischen Charakter dieser geologisch einheitlichen Gangformation« aufmerksam. Man kann in der That nicht leicht lehrreicheres Material zu petrographischen Studien gewinnen, als diese Gänge bieten. Wenn aber Rosenbusch S. 492 hinzufügt, dieser Umstand »lässt mit grosser Wahrscheinlichkeit auf zeitlich verschiedene, wenn auch der gleichen Periode zugehörige Entstehung der Gangspalten und auf sehr verschiedenen intratellurischen Entwicklungszustand des injicirten Magmas schliessen«, so trägt er dabei einen guten Theil seiner Theorie in die Natur hinein; greift man an Ort und Stelle zu, so fasst man aus der Gangmitte breiterer Gänge den pegmatophyrischen bronzithaltigen Augitdioritporphyrit, vom Salband oder aus ganz engen Spalten dagegen bringt man glasreiche Gesteine mit, zwischen diesen Extremen giebt es mannichfaltige Zwischenstufen.

[2]) Beiträge z. Petrograph. d. pluton. Gest. 1884, S. 20.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. XXVII—XXVIII.

[4]) F. Teller u. C. v. John, Geolog. petrograph. Beiträge z. Kenntniss der dioritischen Gesteine v. Klausen in Südtyrol, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1882, S. 589 ff.

[5]) a. a. O. S. 673, Anm. [3]).

[6]) Zum Vergleich sei die seiner Zeit (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XXXII 1880, S. 212) mitgetheilte Analyse hier nochmals abgedruckt: SiO_2 53,39; TiO_2 (ZrO_2) 1,89; Al_2O_3 12,18; Fe_2O_3 6,18; FeO 6,70; MgO 6,17; CaO 6,80; Na_2O 2,70; K_2O 1,76; H_2O 2,09; P_2O_5 0,25; CO_2 0,28; SO_3 0,24 : 100,13 (Pufahl). Die Darstellung, die Rosenbusch (Massengest. 2. Aufl. S. 37 u. 38) vom Hasseroder Gabbro und den saureren dioritischen Eugraniten am Ostrande des Brockens als einer zur Granitformation des Brockens gehörigen Randzone giebt, entspricht nicht getreu meinen Erfahrungen, die ich in dem Satze zusammengefasst

biotitdiorite (Augit-Tonalite) auf die älteren Analysen von KEIBEL und C. W. C. FUCHS verwies. Die hier unter *x* veröffentlichte Analyse entspricht einem mittleren Kieselsäuregehalt dieses interessanten dioritischen Typus, wie er sich speciell zum annähernden Vergleich für nicht allzu glimmerreiche und quarzarme Kersantite empfiehlt, deren Kieselsäurewerthe in der zweiten Hälfte der Fünfzig liegen, wie diejenigen der in diesem Aufsatze besprochenen dioritporphyritischen Gruppe; es gehen andererseits die SiO_2-Procente der dioritischen Eugranite in der Brockengruppe bis nahezu 65 pCt. hinauf und bis zu $50\frac{1}{2}$ pCt.[1]) hinunter; das sind die Berührungswerthe mit den augithaltigen Granititen und mit den quarzhaltigen Gabbros, die sich zufolge der chemisch gliedweise nicht angrenzenden, sondern übergreifenden Verkettung der Eruptivgesteinstypen[2]) bereits innerhalb der Kieselsäurewerthe dieser Nachbartypen befinden. Es liegt auf der Hand, dass, abgesehen von dem Einflusse der saureren oder basischeren Natur des Plagioklases, dieser überhaupt als das wesentlichste Mineral in der Dioritgruppe das gleichmässigste und die Struktur beherrschende Element in deren Zusammensetzung ausmacht; Quarz und Orthoklas zumal, aber auch Biotit und eventuell primäre Hornblende auf der einen, Augit nebst dem Eisenerz auf der anderen Seite bedingen dem gegenüber den Grad der Annäherung an den Granitit oder an den Gabbro. Es hat nun ein, wie mir scheint, nicht geringes Interesse für die Strukturenlehre der Erstarrungsgesteine und für den Zusammenhang zwischen den Strukturen der Eugranite und der Rhyotaxite, dass der Plagioklas, das herrschende Strukturelement dieser Quarz-

habe, dass die Gabbro-Eruption eine besondere Phase inmitten der Eruption der Granite des Westharzes darstelle. Man vergleiche die ausführlicheren Mittheilungen in diesem Jahrbuch f. 1887, S. XXV ff. u. f. 1888, S. XXV ff.

[1]) Ein noch geringerer Kieselsäurewerth, den ich a. a. O. S. 208 mit 44,7 pCt. SiO_2 für einen »aphanitischen Diorit« angegeben hatte, bezieht sich, wie ich nachträglich bei sorgfältigerer Detailkartirung und mikroskopischer Untersuchung erkannt habe, auf ein Diabas-Gestein, das im Contact mit den Quarzdioriten »epidioritisirt« ist.

[2]) Vergl. »Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik«, dieses Jahrb. für 1883 (1884) S. 493.

augitbiotitdiorite der Brockengruppe (welche ja keine grosse Masse darstellen, sondern nur eine Zone von geringer Breite neben und zwischen dem Granitit oder aber rundliche oder ovale Ausscheidungen, seltener concentrische Schalen im Granitit) vorherrschend leistenförmig wohlbegrenzt ausgebildet und divergentstrahlig angeordnet ist, ähnlich wie in Kersantiten oder Diabasen, und dass in der Regel, und zwar von den sauersten bis zu den basischsten Typen bis in die Gruppe der quarzführenden Gabbros hinein, der Quarz und daneben z. Th. auch der Orthoklas und manchmal in ganz ausgezeichneter Weise der Biotit[1]), also die im Granitit vorherrschenden Mineralien, nach Art der »Ophit«-(Michel-Lévy) oder Diabas-Struktur im engeren Sinne des Worts ohne eigene selbstständige Begrenzung von dem Plagioklasleistenwerk eingezapft oder durchspickt oder zwickelförmig eingeschlossen erscheinen. Der Augit dagegen, welcher im typischen Diabas und Dolerit die abformende Zwischenmasse des Leistenwerks ausmacht, ist in diesen Diorit-Typen zwar wenig regelmässig begrenzt, vorwiegend aber eher vor und mit, als nach dem Plagioklas auskrystallisirt; in den basischsten darunter kann man aber beobachten, dass Quarz und Augit dem Plagioklas gegenüber dieselbe Rolle der ophitischen Matrix spielen.

Von nicht minderem Interesse ist ferner, dass Teall's überaus sorgfältige Beschreibungen Quarz als »ophitic plates«, »matrix« oder in »the rôle of groundmass« im Verhältniss zum wohlkrystallisirten Plagioklas zahlreicher dioritischer Gesteine angeben und ganz speciell solcher, die, wie die »Augit-Diorite« (Quarz-Gabbros autorum) des Carrok Fell, direct mit unseren Hohne-Dioriten vergleichbar und wie diese mit saureren Gesteinen, »acid augite-bearing granophyre«, verknüpft sind, oder solcher, welche

[1]) E. Dathe giebt aus dem Kersantit von Wüstewaltersdorf ein ähnliches Strukturverhältniss zwischen Biotit und Plagioklas, sowie zwischen Hornblende und Plagioklas an (dieses Jahrb. für 1884, S. 570 u. 571).

wie das oben citirte Gestein von Penmaenmawr den Vergleich mit unseren pegmatophyrischen Quarzaugitdioritporphyriten erlauben[1]).

In doleritischen Gesteinen, die ich im Gegensatz zu den englischen Autoren u. A. den diabasischen nicht strukturell gleichwerthig erachten kann (— HAUY's leitender Meissner-Dolerit ist nicht holokrystallin trotz seines groben Korns, sondern, wie wir seit F. ZIRKEL's bahnbrechenden Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine (1870) wissen, in den Zwickeln (Resteckchen) basishaltig —), sehen wir in ein und demselben mikroskopischen Präparat an Stelle der ophitischen Augitkrystalloïde ZIRKEL's mikrokrystallitische Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis) treten (so z. B. recht lehrreich im Meso-Dolerit des Unterrothliegenden von Hohfeld bei St. Wendel[2])): das divergentstrahlige Plagioklasleistenwerk formt sich an der einen Stelle des Dünnschliffs im Augit, an einer anderen in jener aus Skeletfeldspathmikrolithen, verkrüppelten Augitchen[3]), Erzkrystalliten und globulitischem Glas zusammengesetzten Basis ab. Ganz analog giebt es zwischen den in obgedachten sauren Augit-Diorit-Typen über grössere Flächen optisch einheitlich ausgedehnten, in basischen dagegen wie in den nächstverwandten Quarz-haltigen Gabbros spärlichen und kleineren ophitischen Quarz- und Orthoklas-Krystalloïden, zwischen den auf Zwickelchen oder Resteckchen eingeschränkten Mikropegmatitmassen der Quarzdioritporphyrite, Kersantite und quarzführenden Diabase, zwischen den damit nächstverwandten quarzhaltigen oder quarzfreien Feldspathstrahlenbüscheln und der noch feiner kryptokrystallinisch bis felsokrystallitisch ge-

---

[1]) British petrography S. 180, 263, 266, 273.

[2]) Dasselbe Vorkommen, welches ROSENBUSCH, Massengesteine, 1. Aufl. S. 384 als Palatinit von Namborn weniger genau angiebt. Hohfeld liegt allerdings nächst Namborn, bei diesem letzteren Dorfe selbst steht indessen kein Tholeyit oder Palatinit, sondern die Mittelzone des Grenzlagers an.

[3]) Ein dritter Theil des Augits tritt in wohlbegrenzten Krystallen auf, welche theils in der Basis liegen, theils in die Umrisse der Plagioklasleisten eingreifen, während andererseits selbst die Olivine z. Th. durch den Plagioklas eingezapft erscheinen.

fugten sauren Basis von gleicher räumlicher Einschränkung alle möglichen Uebergänge.

Die bald mehr saure, bald mehr basische Natur der Zwischenklemmungsmasse (Intersertalbasis, Mesostasis) ist längst gebührend gewürdigt; indem Vogelsang mehr die saurere Ausbildungsweise hervorhob, nannte er die nach räumlicher Vertheilung gleiche Erstarrungsmasse noch felsitisch entglast[1]), die Zirkel unter Berücksichtigung der mehr basischeren Ausbildungsweise mikrokrystallitisch[2]) nennen zu müssen glaubte. Beides hat seine Berechtigung, ja man kann, z. B. in den mittelharzer Eruptivgängen sehr deutlich, wahrnehmen, dass in ein und demselben Gestein die Mesostasis bald saurer, bald basischer ausgebildet ist, je nachdem das Eisenerz im ersten oder aber erst im zweiten Akt der Erstarrung hauptsächlich ausgeschieden worden ist. Darnach bedarf der Ausdruck »felsokrystallitisch« keiner weiteren Erläuterung. Auch das Verhältniss der typisch vollkrystallinischen Diabas- oder Ophit-Struktur zur typischen Dolerit-Struktur mit Intersertalbasis ist, wenigstens bei den deutschen Petrographen, welche die Harz-Diabase und den Meissner-Dolerit, d. h. diejenigen Gesteine, auf welchen jene Begriffe historisch gründen, als Norm ansehen, hinreichend klargestellt und ich selbst habe entgegen Rosenbusch's Aufführung der Diabase neben den Gabbros unter seinen Teufengesteinen hervorgehoben, die Diabas-Struktur sei vielmehr »wesentlich vorherrschend als eine Dolerit-Struktur mit vollkrystallinischer Intersertalmasse« aufzufassen[3]) und schon früher betont, der Diabas zähle zu den Rhyotaxiten und nicht zu den Eugraniten[4]), wohin ihn auch seine geologische Rolle weise[5]). Mit der langen Leistenform der Plagioklase ist die

---

[1]) Vergl. Vogelsang, Die Krystalliten (1875), herausgegeben von F. Zirkel S. 118, Taf. XIII, Fig. 1.

[2]) Vergl. Zirkel, D. Mikroskop. Beschaffenh. d. Mineral. u. Gesteine 1873 S. 276 ff.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1886, Bd. XXXVIII, S. 926 in Anm.

[4]) a. a. O. und dieses Jahrb. f. 1883 (1884) S. 513; vergl. auch Löwinson-Lessing, Quelques considérations génétiques sur les diabases, les gabbros et les diorites, Bull. de la soc. Belge de Géologie etc. Bd. II, 1888, S. 82 ff.

[5]) a. a. O. und Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1880, Bd. XXXII, S. 210.

Möglichkeit der Rhyotaxis ja gegeben und sie wird in den Diabasgesteinen so wenig vermisst, als in jenen oben (S. 276) erwähnten rhyo-diabasischen Varietäten des Löwenburger »Dolerits«, die strukturell Neo-Diabase sind. — Dass der Quarz dagegen dem Plagioklasleistenwerk gegenüber die gleiche Rolle spielen kann, wie der Augit in der typischsten Diabas- oder der Ophit-Struktur[1]), sein Erscheinen in Resteckchen oder Zwickelchen, sein Auftreten, sei es für sich allein, sei es in Gesellschaft von anderen Mineralien, besonders von Orthoklas in gesetzloser und gesetzlicher (pegmatophyrischer) Verwachsung, als krystallinische Intersertalmasse (Mesostasis) und der Ersatz solcher Strukturen durch das Platzgreifen saurer, wesentlich felsitischer Intersertalbasis: diese Verhältnisse sind gewiss auch vielen Petrographen, die das Mikroskop handhaben, schon aufgefallen, gleichwohl ist mir nicht bekannt geworden, dass sie in dem hier gegebenen Zusammenhang schon ins Licht gesetzt worden seien, obwohl ich mich nach Maassgabe der heute ausserordentlich angewachsenen Literatur hierin ja irren könnte.

Wenn Teall die Quarz-Krystalloïde, welche die Rolle des Diabas-Augits in den faciell abweichenden Quarzaugitdioriten und dioritporphyritischen Aequivalenten spielen, »ophitic plates« nennt, so ist dies leicht verständlich, obwohl Michel-Lévy seine Ophit-Struktur (ω)[2]) ausdrücklich auf diejenige Gesteinsgruppe beschränkt, welche keinen Quarz oder ungebundene Kieselsäure jeder Art unter den Bestandtheilen der zweiten Erstarrungsgeneration (»pas de silice libre dans leur magma de seconde consolidation«) führen. Wollte man aber die Struktur eines solchen Quarzaugitdiorits schlechtweg ophitisch nennen, so würde dies nicht mehr verständlich, sondern geradezu höchst missverständlich sein, denn man würde die Struktur auf das Verhältniss des Augits zum Plagioklas beziehen. Vielleicht kann man dieser Schwierigkeit der Ausdrucksweise in der einfachsten Art dadurch begegnen, dass

[1]) Also nicht in der Rolle, welche der Quarz in typischen Graniten u. s. w. spielt.

[2]) Structures et classification des roches éruptives 1889, pag. 24—26, in der Minéralogie micrographique 1878 ist das nicht ganz der Fall, vergl. S. 158.

man eine oxyophitische Struktur[1]) von einer ophitischen schlechthin oder basiophitischen[2]) unterscheidet, gewisse Strukturen, in welchen dasselbe Plagioklasleistenwerk einmal Augitkrystalloïde, das andere Mal Quarz- oder Orthoklaskrystalloïde durchspickt, lassen sich dann als oxybasiophitisch bezeichnen.

Aus dem Zusammenhang der bekannten Gesteinsstrukturen erhellt, dass die oxyophitische Struktur ebensowenig als die normale ophitische oder diabasische eine typische Eugranit-Struktur, oder eine structure granitoide proprement dite im Sinne von Michel-Lévy sein kann. Dagegen spricht die leistenförmige Ausdehnung der Plagioklase und die Art ihrer Einzapfung in den bindenden Quarz von optisch einheitlicher Orientirung. Sowohl das einseitige Längenwachsthum und die relativ gute krystallinische Begrenzung der Plagioklas-Leisten als das Hineinstrahlen derselben in die Quarzkrystalloïde verweist vielmehr die Struktur in die Gruppe der divergentstrahlig-körnigen, welche sich gleich den pegmatophyrischen[3]) nur örtlich und unter besonderen Umständen als abnorme Facies in der Granit-Gabbro-Reihe einstellen, so z. B. normal oder basiophitisch im Neuroder Gabbro-Zug da, wo derselbe in den Schlegeler Bergen sich sichtlich verschmälert. Es hat darum gar nichts Befremdendes, sondern entspricht vielmehr jenem Zusammenhang der Strukturen (die ja nach der ganzen Natur der Gesteine nie so scharf geschieden sein können, als wir sie begrifflich scheiden), dass in den Kersantiten, die wenigstens zum Theil[4]) sichtlich ein strukturell noch

[1]) Für Quarz, Orthoklas und allenfalls saure Plagioklase; davon ist Quarz der weitaus wichtigste Fall. Michel-Lévy scheint die Struktur mit einzubegreifen unter seine Structure granitoide proprement dite.

[2]) Für Augite, Hornblenden, Biotit, Olivin und Titaneisenerz; davon ist die Augitgruppe weitaus der wichtigste Fall.

[3]) Beide Strukturen, die pegmatophyrische, wie die divergentstrahlig-körnige leiten hinüber zu sphärolithischen, beziehungsweise variolitischen Strukturen und geben auch hierdurch ihre Verwandtschaft mit den bei Rhyotaxiten vorherrschenden Strukturen kund. Hat doch Rosenbusch seinen typischen »Granophyr« (Pegmatophyr) aus einer Ergussdecke beschrieben!

[4]) d. h. soweit dieselben einen wesentlichen Gehalt an primärem Quarz besitzen; den sollte man freilich in den typischen Kersantiten allemal erwarten,

mehr den Porphyriten angenähertes Aequivalent der hier besprochenen abnormen Quarzbiotitaugitdiorite oder verwandter etwas basischerer glimmerreicherer Typen darstellen, und in den damit strukturell wesentlich übereinstimmenden, nur glimmerärmeren Bosenberg- und Spiemont-Gesteinen, unseren glimmerarmen Augit-Kersantiten, die mit dem letzten sauersten Erstarrungsrest, bald Quarz, bald Quarz und Orthoklas, bald Mikropegmatit, erfüllten Eckchen und Zwickelchen die Rolle einer deutlich krystallinischen Mesostasis innerhalb des Strukturgewebes zeigen, die unter Umständen in echte kryptokrystallinische bis felsokrystallitische Intersertalbasis übergeht. Will man diesen Zusammenhang mit der oxyophitischen Struktur betonen, so kann man von einer Oxymesostasis im Gegensatz zu der Basimesostasis reden, welche an Stelle der normalen basiophitischen Struktur bei dem Uebergang des echten Diabas-Typus in den Dolerit-Typus tritt.

Ganz so, wie die oxyophitische Struktur noch in recht basischen Gesteinen von ca. 50 pCt. SiO_2 in ein und demselben Dünnschliff neben der basiophitischen nachgewiesen wurde [1]), so finden wir auch die Oxymesostasis, Mikropegmatit etc. ausser primärem Quarz oder Orthoklas, noch in den Diabastypen von gleich niedrigem Kieselsäuregehalt neben der echten oder basiophitischen Struktur oder neben Basimesostasis (Teall's Whin Sill-Gestein e. p., Quarz führende oder Hysterobase des Harzes, der Lausitz, des nördlichen Thüringerwaldes und der atlantischen Staaten

sowohl nach F. Zirkel's, Rosenbusch's, Michel-Lévy's und Barrois' u. A. Angaben; namentlich ist nicht vergessen, dass Michel-Lévy und Douvillé in ihrer Originalabhandlung 1876 den Kersanton der Bretagne in Uebereinstimmung mit Zirkel's Beobachtungen quarzhaltig abgebildet haben, 1878 sprechen Fouqué und Michel-Lévy noch von Kersantite quartzifère unter den sauren Gesteinen und bilden solchen allein ab (Minéralog. micrograph. pag. 156, 161, Planche IX, Fig. 1 und 2), daneben giebt der Text Kersantit mit accessorischem Quarzgehalt an (pag. 164); 1889 dagegen fehlt in den Tabellen der Structures et Classification des Roches éruptives pag. 76 und 90 in der Mineralformel für den Kersantit jede Andeutung eines Quarzgehaltes und man kann nur aus anderen Stellen des Buches (Tabelle S. 88) entnehmen, dass die Kersantites quartzifères jetzt Micropegmatites andésitiques heissen sollen oder Kersantites avec passage aux micropegmatites (pag. 54).

[1]) Vergl. oben S. 297—298.

Nordamerikas u. s. w. [1])). Relativ basischere Plagioklase, relativ höherer Erz- und Augit-Gehalt u. s. w. halten dann dem relativ spärlichen Mikropegmatit, Quarz und Orthoklas die Wage, so dass die Durchschnittszusammensetzung eine echt diabasisch-doleritische bleibt oder sich wenig davon entfernt. Im Allgemeinen wird stets die vorherrschende basiophitische Struktur und Basimesostasis bezeichnend sein für die Gesteine der magmatischen Gabbro-Diabas-Melaphyr-Dolerit-Stufe, die vorherrschende oxyophitische Struktur und Oxymesostasis für diejenigen der Quarzaugitdiorit-Quarzaugitdioritporphyrit und Kersantit-Augitporphyrit-Augitandesit-Stufe, wenn es gilt, jene Typen dieser beiden nahe verwandten Gruppen auseinander zu halten, die strukturell vermitteln zwischen den Eugraniten und den Rhyotaxiten.

In dieser Beziehung darf die hier gegebene Darlegung zunächst als ein Beitrag aufgefasst werden zu der Frage, wie die Scheidung der eugranitischen, d. h. schlicht granitisch-körnigen, der pegmatophyrischen und der divergentstrahlig-körnigen, dabei wohl auch porphyrartigen Struktur-Aequivalente der Augit-Andesite von den in entsprechenden Strukturen ausgebildeten Aequivalenten der Dolerite und Feldspathbasalte und im weiteren Zusammenhange auch die Scheidung der »eigentlichen Augit-Porphyrite [2])« von den Melaphyren in dem von mir angeregten Sinne durchzuführen sei. Mit Genugthuung und Dank erkenne ich an, dass Rosenbusch sowohl als Teall in ihren seither erschienenen hervorragenden Lehrbüchern (zweite Auflage der Massengesteine [2]) und British Petrographie), beide in der einem Jeden eigenen Weise, diese Scheidung gefördert haben, wenn ich auch für meine Person, im Hinblick auf die Andesite und Dacite einerseits und auf die Gabbro's andererseits, die scharf durchgeführte Trennung der Gesteine mit rhombischem und derjenigen mit monoklinem Augit (Pyroxen) nicht befürworten kann und

[1]) Vergl. oben S. 294—295, sowie Bücking's Mittheilungen über die Eruptivgesteine der Section Schmalkalden (Thüringen) in diesem Jahrbuch für 1887 (1888). S. 126—127, wo der nahen Verwandtschaft von Kersantit und Hysterobas Erwähnung geschieht.

[2]) cf. Rosenbusch, Massige Gesteine, 2. Aufl., S. 447—448.

nach wie vor z. B. ROSENBUSCH's Weiselbergit und Enstatitporphyrit aus dem mittleren Eruptivbett des Grenzlagers an der Nahe und TEALL's Cheviot-Porphyrite für wesentlich ein und dasselbe andesitische Porphyrit-Gestein ansehen muss.

Es liegt nicht im Plane dieser Abhandlung auf die der Hauptsache nach wohlbekannten Strukturen solcher echter Erguss-Porphyrite und strukturell gleichwerthiger Gang- und Stockgesteine hier näher einzugehen. Nur das sei bemerkt, dass gerade in der weiteren Umgebung von Oberkirchen, wo am Weiselberge, sowie in den benachbarten Grenzlagerprofilen bei Reichweiler und anderwärts in der Richtung gegen Baumholder hinzu, die Pechsteinporphyrite, mit reichlichem Gehalt an globulitisch gekörneltem Glas von über 60 pCt. Kieselsäure, herrschen, andere Typen nicht fehlen, in welchen ein lichtgelblich gefärbter Mikrofelsit an Stelle dieses Glases getreten ist, wie z. B. in den Augit-Porphyriten am Hohen Rech in der nordöstlichen Fortsetzung des Weiselbergs und in einem Gange östlich vom Wege, der von Oberkirchen nach Freisen führt. Ebenso giebt es unter den besser auskrystallisirten Varietäten der Mittelzone des Grenzlagers solche, die zwischen dem Mikrolithen-Filz anstatt der Glastränkung oder der Oxymesostasis Quarz- oder Quarzfeldspath-Nestchen, vergleichbar den sauersten Resteckchen der Augit-Kersantite, wenn auch begreiflicherweise nicht so regelmässig ausgebildet, beherbergen.

In den »Olivin-Weiselbergiten« ROSENBUSCH's, welche der Hauptsache nach, soweit nicht einzelne echte olivinführende Augit- oder Bronzitandesite darunter einbegriffen sind [1]), übereinstimmen mit meinen Olivin-Melaphyren oder Bronzit-Melaphyren von annähernd porphyritischer Struktur, die häufig schon mit blossem Auge als feinschuppig-körnige Parallelstruktur der Feldspathtäfelchen erkannt wird [2]), ist das Anschlussglied der Melaphyre an die Augit- und Bronzit-

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1883, S. XXIV bis XXV.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1883, S. XXXIII, sowie Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, S. 923.

Porphyrite gegeben. Dieser Anschluss kommt nicht nur in der nahe verwandten Struktur, sondern sehr häufig auch in der chemischen Mischung zum Ausdruck, in soweit diese letztere einen relativ hohen Alkali- und nicht selten darunter einen hohen, das Natron procentisch auch wohl überwiegenden Kali-Gehalt aufweist (mehr als 5,5 pCt. $Na_2O + K_2O$). Der gesammte Kieselsäuregehalt dagegen steht mit diesem höheren Alkaligehalt und der Annäherung an die Porphyrit-Struktur keineswegs schlechthin in einem geraden Verhältniss. Denn obgleich diese porphyritischen Melaphyre, welche in Schlesien und bei Ilfeld geradezu die herrschenden[1]) sind, sämmtlich über 50 pCt. Kieselsäure aufweisen und sonach der saureren Abtheilung der Melaphyre L. v. Buch's[2]) angehören, deren Kieselsäuregehalt sich über den der Normalpyroxenite Bunsen's erhebt, so giebt es doch unter den Melaphyren mit Intersertalbasis (Tholeyiten) solche mit felsokrystallitischer Mesostasis und einer mehr divergentstrahlig-porphyrischen, als divergentstrahlig-körnigen Struktur, die zufolge der Zusammensetzung eben dieser Oxybasimesostasis, sowie eines beständigen Bronzit- und eines nur ganz spärlich erkennbaren Quarzgehaltes 55 bis 56 pCt. Kieselsäure und doch nur 3,8 bis 4,9 pCt. Alkali (stets mehr Na_2O als K_2O) gegen 11,9 bis 12,9 pCt. alkalischer Erden enthalten. Es sind dies jene Melaphyr-Typen, welche Rosenbusch in der ersten Auflage seiner Massengesteine, abweichend von Laspeyres' ursprünglicher Definition, Palatinite genannt hatte, während der Laspeyres'sche Palatinit von Norheim ein feldspath-

[1]) D. h. die herrschenden unter den echten Melaphyr-Typen: für Schlesien fehlt bisher eine Trennung der Porphyrite, anscheinend grossentheils Augitporphyrite, von den Melaphyren; gleichwohl sind die ersteren im Waldenburgischen recht verbreitet, namentlich zwischen Landeshut und Langwaltersdorf im Hangenden der Melaphyrdecke, soweit diese vorhanden ist. Reine doleritische bis diabasische Melaphyr-Typen sind mir weder aus der Ilfelder Gegend oder überhaupt im Harz, noch auch aus Niederschlesien bekannt. Es macht fast den Eindruck, als ob sich in diesen beiden Landstrichen das normalpyroxenische Magma in den voraufgegangenen Gabbro-Eruptionen erschöpft habe. In Böhmen, im Thüringerwald und im Saar-Nahe-Gebiet, wo Gabbro-Gesteine fehlen, treten jene doleritisch-diabasischen Melaphyr-Typen auf.

[2]) Ausschliesslich des Gesteins vom Schneidemüllerskopf bei Ilmenau, das ich mit Rosenbusch zum Augitporphyrit rechne.

reicher Meso-Diabas von annähernd normalpyroxenischem Kieselsäuregehalt ist, was ja nunmehr mit ROSENBUSCH's eigener mikroskopischer Diagnose und der in anzuerkennender Weise in der zweiten Auflage seines Lehrbuches dementsprechend vorgenommenen Abänderung der Namengebung in vollem Einklang ist. Thatsächlich schliessen sich diese Bronzit-Tholeyite von mehr porphyrischer als doleritischer Struktur am allernächsten an die ein wenig saureren und kalireicheren ($K_2O > Na_2O$), bronzitführenden, pegmatophyrischen bis mesostasishaltigen Augitdioritporphyrite und Augitporphyrite des mittelharzer Gangsystems an, deren oben auf S. 295 Erwähnung gethan worden ist. Nach ihren Plagioklas-Einsprenglingen zählen beiderlei Gesteine zu den Labradorporphyren[1]); die dioritporphyritischen bis porphyritischen Gesteine des Harzes haben indessen saurere Grundmassen, denn ihre im Maximum 62 pCt. erreichenden Kieselsäurewerthe gehen bis zur Mitte der 50 herab; dagegen erreichen die melaphyrischen Labradorporphyre des Saar-Nahe-Gebiets in den obengedachten bronzithaltigen, untypischen, porphyrischen Meso-Doleriten eben diese Mitte im Maximum und gehen durch an Grundmasse reichere, an Basis gleichwohl manchmal ärmere, meist olivinreiche Typen wie ROSENBUSCH's Navite herunter bis zu den Kieselsäurewerthen der Normalpyroxenite, in den Mandelsteinen bis unter die Mitte der 40 (44,5 pCt. SiO_2 zwischen Michelbach und Nunkirchen nach BÄRWALD, 43,8 pCt. SiO_2 zwischen Wallhausen und Namborn nach BÖTTCHER).

Nachstehende Tabelle erläutert die besprochenen chemischen Mischungsverhältnisse. Die mit einem Sternchen bezeichneten Analysen stammen aus dem Laboratorium der Königl. Bergakademie. Es betrifft: Analyse 1* den dem Melaphyr angenäherten feinkörnig-schuppigen bis dichten und fast ganz einsprenglingsfreien, schwärzlichgrauen Augitporphyrit der untersten Grenzlager-Ergüsse (Sohlgestein) vom Staffelhof[2]) zwischen

[1]) ROSENBUSCH hat dafür Labradorporphyrit eingeführt; ich bleibe bei der historisch eingebürgerten Sprechweise, welche den Begriff Porphyrit sprachlich schärfer vom Begriff Melaphyr zu trennen gestattet.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1883, S. XXIV bis XXV.

Burg-Birkenfeld und Hoppstaedten an der Nahe, analysirt von Gremse; Analyse 2* den äusserlich mehr basaltähnlichen dichten bis allerfeinst schuppig-körnigen, mikroporphyrischen, schwärzlichgrauen porphyritischen Olivin-Melaphyr oder Meso-Basalt (Olivin-Weiselbergit Rosenb.) von der Nordseite der Eruptivkuppe der Söterburg in den Lebacher Schichten zwischen Otzenhausen und Schwarzenbach, analysirt von Böttcher[1]); Analyse 3* den oxydirten feinkörnig-schuppigen, röthlich-graulichen, durch vererzte, blutrothe Pseudomorphosen nach Hyalosiderit porphyrisch gefleckten porphyritischen Olivin-Melaphyr oder Meso-Basalt (Olivin-Weiselbergit Rosenb.) vom rechten Ufer des Söterbachthals, S. von Sötern[2]) aus der südwestlichen Fortsetzung der Dachzone des Grenzlager-Ergusses, analysirt von Bärwald; Analyse 4* den grob divergentstrahligporphyrischen, schwärzlichgrauen Bronzit-Meso-Dolerit (Bronzit-Tholeyit Rosenb.) des in den Lebacher Schichten aufsetzenden Intrusiv-Lagers von der Eisenbahnhaltestelle Martinstein unterhalb Kirn an der Nahe, analysirt von Jacobs[3]); Analyse 5* den verwandten, aber noch gröber divergentstrahligkörnig-porphyrischen, mesostasisärmeren, feldspathreicheren lichteren, graulichen Meso-Dolerit der Intrusivmasse vom Sattel bei Niederkirchen, der zweierlei monoklinen Augit, einen sehr bronzit-ähnlichen Malakolith und einen mehr bräunlich durchsichtigen Diabas-Augit, und daneben etwas anscheinend primäre braune Hornblende und spärlichen Olivin führt, analysirt von Gremse[4]); Analyse 6* den bronzithaltigen pegmatophy-

[1]) Vergl. in den Erläuterungen zu Blatt Wadern die Analyse des analogen Gesteins vom Köppchen SW. von Castel a. d. Prims.

[2]) Vergl. Rosenb. Massige Gest. 2. Aufl., S. 511 »an der Brücke unterhalb Sötern«.

[3]) Vergl. Laspeyres' Analyse desselben Gesteins mit 56,2 pCt. SiO_2. Verhandl. d. naturforsch. Ver. d. preuss. Rheinlande u. Westf. 1883, S. 378, sowie diejenige desselben Autors (ibid. S. 380) von dem analogen Vorkommen des Störzelbergs, bei Rossbach im Lauterthale, östlich von Wolfstein (Rosenb. Massige Gest. 2. Aufl., S. 479) mit 55 pCt. SiO_2.

[4]) An derselben Oertlichkeit kommen auch feinkörnigere Melaphyr-Spielarten vor.

	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7	8*	9*	10*
SiO_2 . . .	57,73	54,23	52,49	55,05	53,31	56,91	55,10	50,81	50,74	52,16
$TiO_2(ZrO_2)$	1,85	0,89	0,99	1,01	1,16	1,09	Spur	1,06	1,37	0,32
Al_2O_3 . .	16,05	14,37	15,91	16,26	20,05	15,54	15,72	15,90	15,89	15,86
Fe_2O_3 . .	2,54	2,26	8,01	3,83	2,18	2,32	3,23	3,60	7,88	4,90
FeO . . .	5,14	4,76	0,55	3,31	3,37	4,98	5,40	3,72	1,75	5,86
MnO . . .	—	—	—	—	—	—	Spur	—	—	—
MgO . . .	1,93	7,71	5,01	5,34	3,33	5,71	6,48	7,18	4,59	4,57
CaO . . .	4,76	7,00	5,69	7,61	8,65	5,80	7,73	3,67	8,97	8,16
Na_2O . .	4,04	2,56	3,09	3,37	4,17	2,45	3,19	3,32	3,27	3,67
K_2O . . .	2,58	3,30	2,66	1,49	1,30	2,74	1,20 [2])	0,81	1,30	0,88
H_2O . . .	2,02	1,79	4,46	1,93	2,02	2,29	1,45	6,80	3,25	2,28
CO_2 . . .	0,20	0,59	0,01	—	0,06	—	0,50	2,35	0,14	1,38
P_2O_5 . . .	0,52	0,48	0,37	0,20	0,18	0,21	—	0,27	0,44	0,24
SO_3 [1]) . .	0,77	0,15	0,08	0,05	0,20	0,15	—	0,21	0,13	0,21
Org. Subst.	—	—	0,98	0,08	—	—	—	0,05	—	0,05
Summe:	100,13	100,09	100,30	99,53	99,98	100,19	100,00	99,75	99,72	100,54
Vol.-Gew. .	2,723	2,779	2,622	2,796	2,746	2,791	—	2,643	2,742	2,764
	Gremse.	Böttcher.	Bärwald.	Jacobs.	Gremse.	Hampe.	Laspeyres.	Bärwald.	Bärwald.	Bärwald.

[1]) Die geringen Mengen SO_3 beziehen sich auf geschwefeltes Erz, das eben sowohl einmal Kupferkies als Eisenkies etc. sein kann.

[2]) Ueberdies LiO_2, CsO_2, RbO_2 in Spuren.

rischen Augitdioritporphyrit (holokrystallinporphyrischer Enstatitporphyrit Rosenb., Massengest. 2. Aufl. S. 479) aus der Mitte des Eruptiv-Ganges im Steinbruch bei dem Wegehaus im Bolmke-Thale zwischen Wernigerode und dem Büchenberg im Mittelharz [1]), analysirt von Hampe; Analyse 7 den bronzit- und olivinhaltigen, melaphyrischen oder mesobasaltischen Labradorporphyr des Intrusivlagers im Unterrothliegenden im Walde zwischen Konken und Herchweiler bei Kusel mit glasig frischem Labrador (analysirt), vorwiegend frischen Augitmineralien, Malakolith und Bronzit, die indessen z. Th. als Biotitpseudomorphosen [2]) erscheinen, und zu Chlorophaeit umgewandeltem Olivin als Einsprenglingen in reichlicher schwärzlicher Grundmasse von hypokrystalliner Zusammensetzung, an der eine lichte felsokrystallitische bis globulitische Basis namhaften Antheil hat, analysirt von Laspeyres [3]); Analyse 8* den Leukophyr-ähnlich umgewandelten grauen melaphyrischen oder mesobasaltischen Labradorporphyr aus den Grenzlagerdecken (Dachzone) von Oberstein mit Carbonatpseudomorphosen nach Olivin, analysirt von Bärwald; Analyse 9* den oxydirten, röthlichgrauen melaphyrischen oder mesobasaltischen Labradorporphyr aus den Grenzlagerdecken (Dachzone) des Tiefert bei Kirn mit blutrothen vererzten Pseudomorphosen nach Olivin, analysirt von Bärwald (7*, 8*, 9* Navite Rosenbusch's, aber sichtlich kaliarm); Analyse 10* den schwärzlichen, schwach glänzenden, mikroporphyrischen und daher fast dichten Meso-Ba-

---

[1]) Streng hat bereits (Neues Jahrbuch f. Min. 1860, S. 400) dasselbe Gestein analysirt, danach kann der Kieselsäuregehalt noch höher (58,13 pCt.) steigen unter Zunahme des Eisenoxyds und des Kali's, Abnahme der Magnesia, des Natrons und des Kalkes.

[2]) Ganz wie in den Labradorporphyren der mesobasaltischen obersten Ergussdecken (Dachzone) des Grenzlagers auf dem Bahnhofe zu Oberstein (vergl. dieses Jahrbuch f. 1883, S. XXXI bis XXXII. Die in dem sonst recht frischen Gestein sehr auffällige Erscheinung ist in den Labradorporphyren zwischen Herchweiler, Niederselchenbach und Konken sehr verbreitet.

[3]) a. a. O. S. 381.

salt der Kyrburg über Kirn, reich an dunkelbrauner, gekörnelter, erzreicher Basis analysirt von BÄRWALD [1]).

Für die durchschnittlich noch basischeren Mischungen der diabasischen oder doleritischen bis basaltischen Melaphyr-Typen sei auf LASPEYRES' Palatinit-Analyse, auf seine und LEPSIUS' Analyse des Olivin-Melaphyrs bei Wendelsheim, ferner mit einigem Vorbehalt [2]) auf die älteren BERGEMANN'schen Analysen, welche Gesteine von Martinstein, vom Schaumberg und vom Pietschberg bei Tholey betreffen), sowie auf Analyse p^* auf S. 280 und endlich auf den Text zu Blatt Lebach (1:25000) verwiesen. Hierunter sind die chemischen Aequivalente der Harzer Diabase und der ursprünglich durch L. v. BUCH zur Grundlage des heutigen Melaphyr-Begriffes gemachten südtyroler Augitporphyre zu finden, insoweit diese letzteren nicht einen merklichen Orthoklas-Gehalt [3]) besitzen, der sie von typischen Plagioklas-Gesteinen entfernt.

Der Kaligehalt der Melaphyre kann, soweit er überhaupt auf Orthoklas oder Kalifeldspath zu beziehen ist [4]), wie oben (S. 306) hervorgehoben, keineswegs als stets an die Gesellschaft von Quarz oder saurer Basis gebunden betrachtet werden. E. KALKOWSKI's

[1]) Mikroskopisch ist die Grundmasse dieses echt basaltischen, nur durch Plagioklas und Olivin mikroporphyrischen Melaphyr-Gesteins derjenigen des porphyritischen Weiselberg-Pechsteins zwar nicht unähnlich, doch zeigt die globulitische Basis ein viel tieferes Braun, Erzwachsthumsformen fehlen darin nicht und ist der Augit- und Erzgehalt des Gesteins sichtlich ein beträchtlicherer. Gesteine von Johannisberg nächst Kirn kommen dem Weiselberg-Porphyrit viel näher. Beide Vorkommen sind intrusiv.

[2]) Der geringe, nicht einmal 1 pCt. ausmachende Magnesia-Gehalt in so basischen Gesteinen ist jedenfalls der Controlle bedürftig und stimmt mit den seither bekannt gewordenen Analysen gleicher Säurestufen in keiner Weise überein.

[3]) G. TSCHERMAK (Porphyrgest. Oesterreichs S. 133) hat denselben darin bereits beobachtet; J. ROTH, Allgem. und chemische Geologie 2. Bd., 1. Abth., S. 177—178, 184—185 giebt in den Diabasporphyriten und Melaphyren Südtyrols mehrfach einen Orthoklas-Gehalt neben Plagioklas an, auf welchen auch die Analysen, namentlich diejenigen LEMBERG's z. Th. schliessen lassen. ROSENBUSCH führt die Gesteine unter den Naviten auf, die indessen an der Nahe keineswegs stets durch Orthoklas ausgezeichnet sind.

[4]) Secundär gebildeter Kaliglimmer oder kalihaltige Grünerde kommen manchmal in Betracht.

gelegentlich der Beschreibung des Melaphyrs (Elemente der Lithologie S. 120) gethane Aeusserung »der Orthoklas zieht als Begleiter den Quarz mit sich« fand bereits hinsichtlich der untypischen sauren, bronzithaltigen Tholeyite keine Bestätigung. Die südtyrolischen, sehr basischen Melaphyre mit Orthoklasgehalt [1]) widersprechen gleichfalls einer solchen Regel, die nur für eine Anzahl Fälle zutrifft (Uebergang von Melaphyr durch Quarzaugitporphyrit in Augitquarzporphyr), für andere dagegen nicht (Uebergang von Melaphyr in Augitorthophyr). Die Augit-Keratophyre und die Palaeo-Augitorthophyre, welche ich als Aequivalente der Augit-Trachyte aus den Diabasen ausgeschieden habe [2]), besitzen ja auch unter den Mesovulcaniten ihre Stellvertreter.

Die Analysen o^* u. v^* (S. 266 u. 290) führen uns bereits solche Meso-Augitorthophyre und Meso-Augitkeratophyre vor, welche indessen ihre nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen zu porphyritischen Gesteinen haben. Die erstere betrifft die Syeniorthophyr-Spielart von Winterbach, die durch einseitiges Vorwiegen des Kalifeldspaths aus dem kalkreicheren dioritporphyritischen Spiemont-Gestein entstanden gedacht werden muss und bei geringem Quarzgehalt dessen dem Kersantit verwandte Struktur theilt, obwohl sie einen Quergang durch die Schichten, das Spiemontgestein dagegen eine der Streichrichtung der Schichten mehr angenäherte intrusive Stockmasse zusammensetzt. Die letztere hinwider rührt von dem basishaltigen Meso-Augitkeratophyr her, der bei der Namborner Mühle local anstatt des Bastitporphyrits als Ergussdecke des Grenzlagers auf dem Porphyrconglomerat der Söterner Schichten ruht. Die Kieselsäurewerthe der beiden Alkalifeldspath-Gesteine, 55,49 und 56,28 pCt., liegen nach den im Vorstehenden mitgetheilten Tabellen auf der Grenze von Augitporphyrit und Melaphyr, entsprechend den Grenzwerthen zwischen Augitandesit und Basalt. Dieser Umstand allein zeigt, dass in den Plagioklasgesteinen mit

---

[1]) Orthoklashaltiger Melaphyr ist annehmbar, Orthoklasmelaphyr fällt aus dem Begriff Melaphyr heraus.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1884, S. XXXVI, für 1885, S. 213.

dem Austausch des Plagioklas gegen Orthoklas oder allgemeiner des Kalknatronfeldspaths gegen Alkalifeldspath die Kieselsäure keineswegs allemal wächst oder »der Orthoklas den Quarz mit sich zieht[1])«.

Es giebt indessen noch weit basischere Augit-Orthophyre oder Augit-Syenitporphyre, deren augitischer Gemengtheil freilich durchweg ebenso bereits der Umbildung in chloritische oder serpentinöse, bezw. bastitische Umwandlungsprodukte anheimgefallen ist, wie derjenige der allermeisten strukturell kersantit-ähnlichen Augit-Dioritporphyrite und sehr vieler Augitporphyrite und Melaphyre. Im Anschluss an das Ergussgestein von der Namborner Mühle sei auf den der südwestlichen Fortsetzung der melaphyrischen Dachzone der Grenzlagerergüsse als locale Ausbildung angehörigen Augitorthophyr vom Geschberg und Audeborn zwischen Aussen an der Prims und Düppenweiler hingewiesen (vergl. Erläuterungen zu Bl. Wahlen, S. 33). Analyse 11* des Augit(Bastit)-Orthophyr vom Geschberg, 2200 Schritt westlich von Aussen links am Wege nach Düppenweiler, zeigt deutlich den bereits oxydirten, des Carbonats bis auf geringe Spuren ledigen Zustand des kalireichen Gesteins.

Zum Anschluss an das Winterbacher Ganggestein und die nächstverwandten intrusiven Spiemont-Gesteine dienen die Analysen 12*, 13* und 14*, welche mehrere Gesteinsproben betreffen, die dem recht mächtigen Intrusivlager in den Lebacher Schichten südlich und südöstlich von Pfeffelbach entstammen und die verschiedene Durchschnittszusammensetzung ein und derselben Eruptivmasse an verschiedenen Oertlichkeiten oder an verschiedenen Stellen derselben Oertlichkeit darthun: und zwar entstammt die lichtgraue, schwärzlichgrün gefleckte fein krystall-körnige Probe 12*, der bis auf das Liegende[2]) niederreichenden und senkrecht dazu roh säulig abgesonderten, parallel dazu von spärlichen Lagen längs-

---

[1]) Dasselbe geht aus dem Vergleich der Analyse des Bosenberggesteins *g** mit denjenigen des Spiemont-Gesteins *h** und *i** auf S. 266 hervor.

[2]) Im Contact compakter gewordene Lebacher Schieferthone.

gestreckter Carbonat-Mändelchen durchzogenen Sohlzone dieses Intrusivlagers, da wo dasselbe SSO. von Pfeffelbach »hinter der Klipp« östlich eines seichten Wiesengrundes in einem Steinbruche auf Pflastersteine abgebaut wird; die grünlich graue, schwärzlichgrün gefleckte, einem feinkörnigen Diabas ähnliche Probe 13* entstammt der im Hangenden dieser Sohlzone in demselben Steinbruche anstehenden, roh kuglig, nicht säulig, abgesonderten Zone, die mehr der Mitte der Intrusivmasse [1]) angehört, während die Dachzone derselben anstehend hier nicht aufgeschlossen ist; Probe 14* dunkelgrünlichgrau, ebenfalls diabasähnlich, aber mit porphyrartig ausgeschiedenen Orthoklas- und Plagioklas-Einsprenglingen und nach mikroskopischem, wie nach chemischem Nachweis ein Augit-Syenitporphyr, ist nicht wie die voraufgegangenen von mir selber an Ort und Stelle gesammelt, sondern von Herrn Grebe seiner Zeit ohne nähere Angabe als der Fundort Pfeffelbach eingesendet worden. Zugefügt ist diesen drei Analysen des Pfeffelbacher Intrusivlagers schliesslich noch die Analyse 15* eines Handstücks, das ich in der Mitte der südwestlichen Fortsetzung dieses Lagers im Dorfe Herchweiler [2]) und zwar auf der Ostseite des Wassers unmittelbar hinter den Häusern der nördlichen Hälfte des bayerischen Dorfantheils geschlagen habe. Es gehört einem schwärzlichgrauen feindivergentstrahlig-körnigen Gestein an, aus dem Plagioklas in Leistchen, und in nur wenig grösseren porphyrartig eingestreuten Täfelchen, Titaneisenerzblättchen und vereinzelte pechglänzende, aus Olivin hervorgegangene Chlorophaeitkörner hervorblitzen; das Mikroskop zeigt darin ausser solchen chlorophaeitischen und anderen viriditischen Umbildungs-

---

[1]) Nicht immer ist die Mittelzone eines »gemischten« Ganges die kieselsäurereichere Zone. Für den Bodegang habe ich seiner Zeit das Gegentheil nachgewiesen und nach weiteren durch Herrn Max Koch angestellten Analysen sind örtlich in diesem Gange zwischen den saureren Salbändern und der basischeren Mitte Differenzen bis zu 10 pCt. Kieselsäure vorhanden, dabei ist die Mitte reicher an Plagioklas und an Biotit, als das Salband.

[2]) Nicht Herschweiler, wie hier und da gedruckt worden ist. Letzteren Namen führt ein anderes benachbartes Dorf, welches indessen nicht an der bayerisch-preussischen Landesgrenze, sondern weiter südlich in der Richtung auf Homburg hinzu jenseits Konken liegt.

producten nach Olivin oder Augit, überdies noch licht grünlichgelb durchsichtigen, häufig durch die Plagioklas-Leisten randlich zerschnittenen, seltener seinerseits in deren Umriss eingekerbten monoklinen Augit, anscheinend etwas Orthoklas und chloritisirten Biotit, Magnetit, Apatit und in Zwickeleckchen oxyophitisch vom Plagioklas durchspickten wasserhellen Quarz mit Apatit- und Erz-Einwachsungen und zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen; aber auch echte, z. Th. noch glasige, z. Th. in Viridit umgewandelte Basis fehlt in spärlichen, schmalen Restchen in und zwischen den Feldspathen nicht ganz. Aeusserlich gleicht das rostbraun verwitternde, kuglig abgesonderte Gestein den olivinhaltigen Meso-Doleriten und Meso-Diabasen (Olivin-Tholeyiten und -Palatiniten), welchen dasselbe ja auch nach den Hauptzügen seiner Struktur und Mineralaggregation, wie auch, unter Berücksichtigung seines Feldspathreichthums, nach der chemischen Durchschnittszusammensetzung sichtlich nahe kommt, während doch andere Züge, zumal die oxyophitischen Quarzresteckchen, an die glimmerarmen Augitkersantite des Bosenbergs und Spiemonts erinnern. Zu den letzteren gehört auch unzweideutig das Gestein der Probe 12* aus der Sohlzone des Steinbruchs bei Pfeffelbach, sowie überhaupt, soweit zahlreiche, immerhin aber im Verhältniss zu den anstehenden Massen verschwindend wenige Handstücke und Dünnschliffe leiten, die durchweg und örtlich wenigstens in den Aussentheilen der Eruptivmasse vorherrschende Gesteinsart des ganzen räumlich einheitlich zusammengehörigen, wenn auch zu Tag mehrfach unterbrochenen Intrusivlagerzugs, der sich von Seitzweiler, am Osterbache nahe dem Weiselberg, im SW. über Herchweiler, Pfeffelbach und Burg-Lichtenberg hinaus bis nahezu Körborn mehrere Stunden weit gegen NO. erstreckt. Das dunklere chloritreichere Gestein der Probe 13* ist nicht nur äusserlich, sondern auch nach dem mikroskopischen und chemischen Befund sichtlich mehr den Meso-Diabasen (Palatiniten) angenähert, es vertritt demnach die ebenfalls nur aus der Mitte des Intrusivlagers bekannten, dem Meso-Dolerit nahekommenden Massen bei Herchweiler, die nach anderen aus dem dortigen Intrusivlager herrührenden, durch

Herrn Grebe gesammelten Proben zu schliessen die echte basiophitische Struktur ganz vorwiegend erkennen lassen. Gerade solche nicht mehr porphyritische, sondern melaphyrische Handstücke zeigen indessen örtlich ganz vorwiegend aus einfachen breiten unverzwillingten, gerade auslöschenden Feldspathkrystallen nebst etwas Eisenerz (anscheinend Magnetit) oder Apatit und nebst Quarz in den Resteckchen zusammengesetzte, von Plagioklas, Augit und Olivin so gut wie freie ballenförmige Ausscheidungen. Solche werfen dann das richtige Licht auf Probe 14* von Pfeffelbach, die einstweilen nur dem strahlig-körnigen bis krystallkörnigen Augit-Syenitporphyr des Winterbacher Ganges als basischere, von Haus aus augit-, jetzt chloritreichere und nahezu ganz quarzleere [1]) Varietät angereiht werden kann. Analyse 16* bezieht sich auf ein schwärzliches, der Probe 15* aus dem Intrusivlager nicht unähnliches, nur viel feiner gefügtes basishaltiges [2]) Ergussgestein

	11*	12*	13*	14*	15*	16*
SiO_2 . . .	50,78	54,32	52,23	46,96	54,70	54,19
$TiO_2(ZrO_2)$	1,32	1,18	1,19	1,35	1,09	1,56
Al_2O_3 . .	18,70	17,36	17,40	15,97	18,05	16,28
Fe_2O_3 . .	7,28	2,32	1,90	1,92	3,63	5,08
FeO . . .	1,23	6,14	5,40	7,35	3,31	3,46
MgO . . .	5,33	3,04	6,50	8,97	3,90	2,98
CaO . . .	1,57	3,11	2,86	2,72	6,36	6,34
Na_2O . .	1,83	3,83	4,30	1,65	4,08	4,05
K_2O . . .	7,36	3,27	1,85	5,55	1,97	1,98
H_2O . . .	4,20	4,52	5,58	5,58	3,28	3,67
CO_2 . . .	0,23	1,51	0,75	2,14	—	0,07
P_2O_5 . . .	0,22	Spur	0,31	0,26	Spur	0,43
SO_3 . . .	0,06	0,08	0,10	0,27	0,13	0,14
C	—	—	0,09	—	—	—
Summe:	100,11	100,68	100,46	100,69	100,50	100,23
Vol.-Gew. .	—	2,665	2,637	2,664	2,684	2,656
	Gremse.	Fischer.	Hesse.	Hesse.	Fischer.	Bärwald.

[1]) Drei Körnchen wurden in dem Dünnschliff bemerkt.

[2]) Graue, globulitisch gekörnelte Basis, die sich in schmutzig olivengrünen, sonnenförmig-strahligblättrigen Viridit umsetzt, wie dies F. Zirkel zuerst an der Basis der Anamesite kennen gelehrt hat.

aus dem Idarthale, dem Hause Carl Wild IX. gegenüber auf dem Westufer bei Idar anstehend, das ich nach meiner vorläufigen Untersuchung an Ort und Stelle nur der Sohlgesteinzone des Grenzlagers (vgl. Analyse 1*) zurechnen kann.

Der Intrusivlagerzug in der Umgebung von Herchweiler und Pfeffelbach ist sonach in vieler Beziehung recht lehrreich. In ihm sind die verschiedenen stofflichen und strukturellen Eigenschaften, welche die glimmerarmen Augit-Kersantite, die verwandten Augitsyenitporphyre und die Meso-Diabase (Palatinite) und Meso-Olivin-Dolerite (O.-Tholeyite) einestheils von einander scheiden, anderentheils untereinander verbinden, zufolge ungleichartiger Erstarrung des Magmas in einer geologischen Raumeinheit so zu sagen verkörpert. Solche Vorkommen, welche nach der Natur der Massengesteine, als erstarrter chemischer Gemenge (Magmata), zu schliessen häufiger vorkommen müssen, als uns im Einzelnen bekannt ist, wie sie denn seit der Einrichtung systematischer geologischer Landesaufnahmen thatsächlich bald als »schlierige Stöcke«, bald als »gemischte Gänge«[1]) etc. garnicht so selten nachgewiesen worden sind, leiten am getreuesten unser Urtheil über den Werth der petrographischen Systematik. Sie heben gewiss nicht die Selbständigkeit der einzelnen durch Uebergänge vermittelten und in diesem Falle zu ein und demselben geologischen Körper verbundenen Gesteinstypen auf, aber sie begründen andererseits den wichtigen grundlegenden Satz, dass substanziell verschiedene Gesteine, die unter Beibehaltung verwandter Struktur, d. h. ohne Wechsel der geologischen Rolle, in ein und derselben geologischen Körperform in einander übergehen, als nächst verwandt zu gelten haben.

Hierauf beruht schliesslich die Unterscheidung der Eugranite und der Rhyotaxite als der zwei Hauptordnungen der Klasse der Massengesteine im Gegensatz zu einer Systematik, welche in erster

---

[1]) Die gemischten Gänge des Thüringerwaldes und Harzes, sowie diejenigen Skandinaviens bieten naheliegende Beispiele. Namentlich enthält H. Bücking's in diesem Jahrbuche für 1887, S. 119 f. abgedruckter wichtiger Aufsatz bedeutende Vergleichspunkte für unser Thema, die von selbst in die Augen springen.

Linie das mineralisch-chemisch Gleichwerthige zusammenfasst, und erst in zweiter oder dritter Linie etwa die Struktur berücksichtigt. Auch die engere Unterscheidung der Rhyotaxite in Palaeo-, Meso- und Neo-Rhyotaxite nach den verschiedenen Eruptions-Zeitaltern (nicht nach den palaeontologischen Zeitaltern) leiten wir nicht zum geringsten Theil aus dem thatsächlich beobachtbaren Ineinanderübergehen der in einer der grossen Eruptionsepochen aus demselben Heerde geförderten und nicht selten in ein und derselben Intrusivmasse oder in ein und demselben Erguss mit einander verbundenen stofflich verschiedenen, strukturell dagegen ähnlich gefügten Rhyotaxit-Typen her. Die Natur selbst bietet uns hier den Zusammenhang feinerer verwandtschaftlicher Beziehungen dar, die zu beachten wir um so mehr Veranlassung haben, als jenes Ineinanderübergehen nach der stofflichen, wie nach der strukturellen Seite hin zum Wesen der Massengesteine gehört, dergestalt, dass sie als Glieder von Mischungsreihen nicht allein nach den in jedem einzelnen Gliede vorherrschend ausgeprägten Eigenschaften, sondern zugleich auch nach der netzartigen Verkettung der letzteren mit denjenigen der benachbarten Reihenglieder beurtheilt sein wollen.

Die diesen Mittheilungen zu Grund gelegten Erfahrungen verweisen nicht den Palatinit oder, insofern dieser ein Meso-Diabas heissen muss, den Diabas überhaupt einschliesslich des sogenannten »Leukophyr«, zu den »Teufengesteinen« oder, wie wir von unserem Standpunkte aus gesagt hatten, zu den Eugraniten, den Kersantit und Augit-Syenitporphyr dagegen schlechthin zu den »Ganggesteinen«[1]) und nur den Meso-Dolerit oder Tholeyit zu den »Ergussgesteinen« oder Rhyotaxiten. In wesentlicher Uebereinstimmung vielmehr mit der bereits 1880, 1884 und 1886[2]) dem Diabas im Gegensatz zum Gabbro zugewiesenen Stellung erkennen wir den Meso-Diabas zusammt dem untrennbar damit verknüpften Meso-Dolerit als solche in einander verlaufende Strukturtypen der

[1]) Vergl. Anm. [1]) auf S. 259.

[2]) Vergl. die Fussnoten auf S. 300.

Melaphyrformation, welche ganz vorzugsweise Intrusivlager[1]) oder Intrusivlagerstöcke und überdies echte Quergänge im Unterrothliegenden[2]) und Mittelrothliegenden[3]) zusammensetzen und dann wohl Labradorporphyr-Strukturtypen (z. Th. Navite) als Salbänder gegen das Nebengestein oder in verengten Gangtheilen zeigen; andererseits bestehen aber auch Intrusivlager in denselben Schichten zu Tage ganz aus Labradorporphyren[4]), kleinere rundliche kuppige Durchbruchstöcke namentlich aus porphyritischem Melaphyr (Olivin-Weiselbergit) und verwandten augit- und erzreicheren Gesteinen mit reichlicher, meist globulitischer Basis; die Hauptverbreitung dieser beiden letztgenannten basaltischen bis porphyritischen Melaphyr-Strukturtypen fällt indessen in die Ergussdecken der Grenzlager-Dachzone, worin echte basiophitische Gesteine örtlich zwar auch nicht ganz fehlen, nirgends aber vorwalten.

Kersantite hatte man bisher ausschliesslich aus Gängen und kleinen Stöcken[5]) kennen gelernt; für den Zusammenhang der Strukturen hat es nun gewiss einen nicht zu unterschätzenden

---

[1]) Soweit meine Erfahrung reicht, kann ich die neuerdings von Lepsius (Das Mainzer Becken S. 8) geltend gemachte Auffassung, wonach nicht nur das Grenzlager, sondern auch die Lager zwischen den Ottweiler, Cuseler, Lebacher und Tholeyer Schichten effusiv sein sollen, nicht theilen. Dagegen sprechen die Contactmetamorphosen im Hangenden, wie man solche z. B. im Eisenbahndurchstich zwischen St. Wendel und Namborn beobachtet; Lepsius scheinen die von E. Weiss im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Jahrgang 1872 veröffentlichten und erläuterten Profile entgangen zu sein. Der Lepsius'schen Auffassung stehen nicht nur die Erfahrungen von Laspeyres und Weiss und die meinigen, sondern auch die langjährigen v. Dechen's entgegen, wie sich ganz direkt aus einem 1883 von seiner Hand geschriebenen Bericht in den Akten der geologischen Landesanstalt ergiebt.

[2]) So z. B. zwischen Schwarzerden und Herchweiler.

[3]) Nach der älteren Weiss'schen Eintheilung: gemeint sind hier die Cuseler, Lebacher und Tholeyer oder Oberlebacher Schichten, welche nunmehr als Unterrothliegendes zusammengefasst werden mit den Söterner Schichten, ursprünglich Grebe's Unteren Söterner Schichten, ungeachtet die letzteren schon discordant auf den älteren Stufen aufruhen und an der Transgression des Oberrothliegenden, der Waderner und Kreuznacher Schichten, theilnehmen.

[4]) So z. B. gerade in der Umgebung von Herchweiler und Niederselchenbach vergl. S. 310.

[5]) Bezüglich der Stöcke sei an Liebe-Zimmermann's Publicationen über die jungthüringischen Eruptivgesteine des Blattes Probstzella und an Ch. Barrois' *Kersantites quarzifères récentes* Asturiens erinnert.

Werth, dass die glimmerarmen dioritporphyritischen und syenitporphyrischen Gesteine mit Kersantit-Struktur, welche den Ausgangspunkt und Hauptgegenstand dieser Abhandlung bilden, die Gesteine des Spiemonts, Bosenbergs, des Lagerzugs zwischen Seitzweiler und Körborn u. a., des Winterbacher Gangs und der verwandten Quergänge zwischen St. Wendel und Kusel, durchaus die geologische Rolle der diabas- und doleritartigen Melaphyre theilen, indem auch sie Intrusivlager oder Intrusivlagerstöcke oder Quergänge im Obersten Carbon (Ottweiler Schichten) oder in den Schichten des Unter- und Mittelrothliegenden zusammensetzen und nur local in den porphyritischen Antheil der Grenzlagerergüsse hinüberspielen. Das Zusammenvorkommen diabasischer oder doleritischer Massen mit diesen strukturell kersantitähnlichen Augitdioritporphyriten und Augitsyenitporphyren und das Ineinanderübergehen in ein und demselben Intrusivlagerzuge bei Herchweiler und Pfeffelbach erläutert die gleiche geologische Werthigkeit der beiden ganz oder bis auf die Intersertalbasis vollkrystallinischen, aber nicht eugranitischen, sondern strahligkörnigen bis rhyotaxitischen Strukturen nur in einer besonders lehrreichen Weise[1]).

Den geologischen Werth der einzelnen Strukturformen der Massengesteine zu bestimmen ist das nächste Ziel der Petrographie, welche sich im vollen Bewusstsein ihrer geologischen Aufgabe von der zu einseitig mineralisch-chemischen Auffassung des Gesteinsbegriffes der Struktur im Grossen wie im Kleinen, im Aufbau der Raumkörper, wie im Aufbau des sie füllenden Stoffaggregats, zugewandt hat. Bewundernswerthes haben unsere Meister in der wissenschaftlichen Handhabung des Mikroskops, H. C. Sorby, F. Zirkel, H. Vogelsang, H. Rosenbusch,

[1]) Rosenbusch giebt in der 2. Ausgabe seiner Massengesteine neben dem »Diabas« von Norheim (Laspeyres Palatinit) unter anderen auch einen solchen vom Steinberge bei Linxweiler an. Beruht diese Angabe nicht auf einem Missverständnisse, so würde der Steinberg, welcher die directe Fortsetzung des Spiemont ist und jedenfalls der Hauptsache nach, soweit meine mit Kosmann, Rolle und Grebe übereinstimmende Erfahrung reicht, aus demselben Gesteine besteht, eine zweite Oertlichkeit sein können, an der Diabas und glimmerarmer Augitkersantit auf derselben Lagerstätte vorkommen.

F. Fouqué und A. Michel-Lévy u. A., theils durch die eigene Arbeit, theils durch die ihrer Schüler für die Erkenntniss und Werthung der Mikrostruktur der Gesteine geleistet. Gleichwohl ist jenes Ziel noch nicht erreicht und kann nicht erreicht werden, ohne die mühsame, aber lohnende Mitwirkung des mit den Erfahrungen jener Arbeiten ausgerüsteten kartirenden Geologen. Selbst ein so gewaltiges Hindrängen auf dieses Ziel, gestützt auf eine erdrückende Anzahl von Beobachtungen und Unterscheidungen und getrieben von dem genialen Flug theoretischer Speculation, als in Rosenbusch's zweiter Ausgabe der Massigen Gesteine sich kundgiebt, kann diese langsam, aber stetig fortschreitende Mitwirkung nicht ersetzen, nur fördern — oder aber hemmen: letzteres dann, wenn die Speculation den Meister, die Begriffsschärfe den Lehrer über die noch zu schmale Beobachtungsgrundlage hinausgeführt hat. Dergleichen Hemmungspunkte treten hier aber nicht nur zurück vor der Fülle der Belehrung und Anregung, die ein Jeder in grösserem oder geringerem Maasse empfängt, sie regen, gleich wie die unausgefüllten Lücken, welche jedes gute Lehrbuch aufweist, den Denkenden zum Weiterforschen an oder rufen Entgegnungen hervor. Es war mein aufrichtiges Bestreben, eine solche Lücke, auf die H. Rosenbusch selber in der Einleitung zur Familie der Porphyrite (a. a. O. S. 448) hingewiesen hat, in der vorstehenden Abhandlung auszubauen. Möchte mir das einigermaassen gelungen sein! — Dass ich darüber hinaus hie und da die Gelegenheit wahrgenommen habe, begriffliche und sprachliche Abweichungen hervorzuheben da, wo sich die eigene Auffassung und Ausdrucksweise nicht ganz mit der meiner Fachgenossen und zumal mit derjenigen Rosenbusch's deckt, wird im Interesse eines besseren Verständnisses der Unterscheidung und Beschreibung der Eruptivgesteine in den Kartenblättern und Schriften der Königl. geologischen Landesanstalt, soweit ich dafür die Verantwortung trage, sowie durch den Wunsch nach einem Ausgleich der Differenzpunkte gerechtfertigt erscheinen.

Ein neuer Nautilus aus dem Grenzdolomit des thüringischen Keupers (Trematodiscus jugatonodosus).

Von Herrn **Ernst Zimmermann** in Berlin.

(Hierzu Tafel XXVII.)

Ist in Thüringen schon der Muschelkalk verhältnissmässig arm an Cephalopoden, so ist es der Keuper in noch sehr viel höherem Grade, und jedes einzelne dort gefundene Individuum hat einen besonderen Werth; ja dies gilt sogar für den ganzen Keuper des germanischen Triasbeckens. Meines Wissens sind überhaupt erst zwei Arten aus diesen Schichten in der Literatur beschrieben oder erwähnt worden; es sind dies der *Nautilus bidorsatus* v. Schloth. und der *Ceratites Schmidi* Zimmerm. Besonders beschrieben ist davon nur die letztere, von mir im Grenzdolomit unweit Arnstadt in Thüringen gefundene Art[1]); der *Nautilus* wird aus dem Grenzdolomit von Sulz in Württemberg erwähnt[2]). Ausserdem hatte ich durch die Güte des Herrn von Koenen Gelegenheit, zwei weitere Exemplare derselben Art aus der Sammlung des Göttinger Museums zu sehen, welche aber aus dem untersten Kohlenkeuper (Grenzdolomit Fraas) der Göttinger Gegend (Diemarden) stammen. Diese beiden Stücke sind klein und etwas verdrückt und sind die gewöhnlichen, nicht mit Randknoten verzierten Formen des *N. bidorsatus*.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, Bd. 35, S. 382.

[2]) v. Alberti, Ueberblick über die Trias, 1864, S. 181.

Ich hatte nun im vergangenen Sommer bei Gelegenheit der Kartirung des Blattes Stadtilm das Glück, nur wenig südlich vom Fundort des oben genannten Ceratiten, ebenfalls im Grenzdolomit des Unteren Keupers, einen neuen *Nautilus*, leider auch nur in einem Exemplare, zu finden. Und es hat dieser nicht bloss einen Werth als Cephalopod im deutschen Keuper überhaupt, sondern noch besonders in systematischer und in stratigraphisch- und topisch-geologischer Hinsicht, sodass er eine genauere Beschreibung verdient.

Was das Vorkommen betrifft, so stellt der Keuper auf dem Blatte Stadtilm den am weitesten nach Südwesten vorgeschobenen Posten dieser Formation in Thüringen und somit das nächste Verbindungsglied zum fränkischen und süddeutschen Keuper dar. Die untere Stufe besteht, wie sonst im thüringischen Becken und wie auch in der Umgebung von Meiningen, aus grauen und dunklen Schieferletten mit grauen Sandstein- und Ockerdolomit-Einlagerungen; ihr oberstes Glied bilden wenig mächtige, mehr oder minder bunte Mergel. Mit der nun folgenden zweiten Stufe, dem »Grenzdolomit«, schliesst der Unterkeuper gegen die bunten Mergel des Gypskeupers ab. — Der ebenfalls ockerige Grenzdolomit ist nur wenige (2 bis 3) Meter mächtig und ist bald reich an Versteinerungen, bald aber, und zwar meistens, ist sogar die häufigste Art, *Myophoria Goldfussi*, sehr spärlich. Die Fauna zeigt, wie unter anderem aus E. E. Schmid's Abhandlungen über den Unteren Keuper Thüringens hervorgeht, noch einmal eine Rückkehr von der Brackwasser- oder gar limnischen Fauna der unteren Stufe des Keupers zu der marinen des Muschelkalkes. Mit wenigen Ausnahmen stimmen alle Formen ganz oder nahezu überein und die Vergesellschaftung der Arten ist im Grenzdolomit ganz ähnlich derjenigen in vielen Schichten des Muschelkalkes. Den Hauptbestandtheil der Grenzdolomitfauna bilden Zweischaler, insbesondere Myophorien und Gervillien; daneben kommen Wirbelthierreste nicht selten vor; aber Brachiopoden und Gasteropoden sind sehr spärlich, Echinodermen noch ganz unbekannt; die Cephalopoden habe ich schon behandelt. — War nun die Fundstelle des *Ceratites Schmidi* eines von den

reichlich Versteinerungen führenden Nestern, so fand ich mit dem zu beschreibenden *Nautilus* zusammen nur sehr wenige andere Formen und zwar alle im selben Gesteinsstück: es waren Bruchstücke von *Myophoria Goldfussi*, eine schlecht erhaltene *M.* cf. *transversa*, eine kleine *Lingula* und mehrere kreisrunde, der Nautilusschale anhaftende Eindrücke, welche ich von der ebenfalls aus Keuper noch nicht bekannten, im Muschelkalk gemeinen *Ostrea sessilis* herzuleiten geneigt bin. Wie fast überall im Grenzdolomit, so sind auch hier die Schalen aller Versteinerungen mit Ausnahme derer von *Lingula* aufgelöst und nur noch ihre Steinkerne und Abdrücke erhalten.

Die Fundstelle des *Nautilus* liegt in der Nordwestecke des Blattes Stadtilm nahe der Grenze gegen Blatt Plaue, nördlich von der die Dörfer Görbitzhausen und Branchewinde verbindenden Strasse. Der Grenzdolomit steht dort zwar nicht fest an, sondern man findet nur Lesesteine, aber sowohl petrographisch als stratigraphisch und palaeontologisch ist die Diagnose aller einzelnen dort auftretenden Glieder des Oberen Muschelkalkes, des Unteren und des Mittleren Keupers völlig sicher, und die genaue Kartirung wird durch die verschiedene Beschaffenheit und Farbe der Böden, die z. Th. intensiv bunt ist, wesentlich erleichtert.

Artbeschreibung: Erhalten sind nun von dem *Nautilus* die Wohnkammer und so viele Luftkammern, dass der äussere Umgang fast völlig vorliegt (es fehlen etwa 2 Luftkammern); dagegen fehlen alle inneren Windungen. Ausserdem ist die Oberfläche des Stückes an vielen Stellen durch Verwitterung und auf andere Weise angegriffen, sodass nur auf dem vorletzten Quadranten grössere unverletzte Flächen vorhanden sind, während im übrigen nur der allgemeine Umriss deutlich ist. Gleichwohl lässt sich mit Sicherheit die folgende Beschreibung geben.

Die Windungen sind völlig evolut. Jede Windung legt sich nur auf den Aussentheil der vorhergehenden auf, ohne auf deren Seitenflächen überzugreifen. Das Wachsthum erfolgt sehr rasch, aber ungleich stark in Bezug auf Breite und Höhe des Windungsquerschnittes, sodass der letztere, am Anfang des letzten Umgangs flach trapezisch, an dessen Ende, also an der Mundöffnung, fast

quadratisch geworden ist. Es zeigt nämlich die älteste vorhandene Kammerscheidewand eine (in der Mittellinie gemessene) Höhe von 18 Millimeter bei 32 Millimeter grösster Breite, während die entsprechenden (nicht ganz scharf messbaren) Werthe für die Mundöffnung 62 und 72 Millimeter sind. Der gesammte Scheibendurchmesser beträgt 137 Millimeter, der Nabel nimmt davon 40 Millimeter ein.

Die Länge der Wohnkammer beträgt nicht bloss, wie bei den meisten Nautilen beobachtet ist, einen halben, sondern auffälliger Weise etwa $^5/_8$ Umgang.

Der Windungsquerschnitt ist, wie schon hervorgehoben, im grossen ganzen trapezförmig, und zwar dadurch, dass die flachen Seitentheile von aussen nach innen allmählich ansteigen und sich sowohl gegen den Aussentheil wie gegen die Nabelwand deutlich absondern. Die Grenze gegen die letztere ist allerdings keine Kante, sondern nur eine schnelle Umbiegung. Die Nabelwand ist flach gewölbt und fällt ziemlich steil gegen die Naht ein. — Seitentheile und Nabelwand sind jedenfalls ohne Sculptur gewesen, denn einzelne Andeutungen von Querfalten auf ersteren dürften wohl, bei der mangelhaften Erhaltung, mit grösserer Wahrscheinlichkeit auf Verletzungen bei Gelegenheit der Gesteinsverwitterung zurückzuführen, der Schale aber nicht ursprünglich eigen gewesen sein. — Die Randkante zwischen dem Aussentheil und den Seitenflächen ist von Knoten eingenommen, die in der Richtung der Spirale etwas langgezogen sind; es sind ihrer 6—7 auf demjenigen Quadranten vorhanden, der sie wegen besserer Erhaltung allein noch zeigt; es mögen demnach auf den ganzen Umgang etwa 25—28 gekommen sein. An ein paar Stellen, wo Abdrücke vom Aussentheil des vorletzten Umgangs sichtbar sind, gewahrt man keine solche Knoten mehr, sodass diese sich wahrscheinlich erst auf der letzten Windung gebildet haben; dagegen ist auf der vorletzten die Randkante sehr deutlich. — Zwischen dieser Randkante, bezw. der Randknoten-Spirale, und der Mittellinie verläuft auf dem Aussentheile jederseits eine zweite, abgerundete Kante, derart, dass der Aussentheil durch die vier Kanten, bezw. Kanten und Knotenspiralen in drei Streifen zertheilt wird. Der mittlere Streifen

ist ein wenig breiter als jeder der beiden seitlichen; er bildet eine nicht eben flache Furche, ähnlich derjenigen bei tiefgefurchten Exemplaren des *Nautilus bidorsatus*; die Furche ist völlig glatt; nur zarte, nach hinten convexe Bogenlinien sieht man bei günstiger Beleuchtung, als Andeutungen von Zuwachsstreifen. — Die beiden Seitenstreifen fallen von der inneren Kante gegen die Randkante hin flach ab; und es zieht sich über sie von jedem Randknoten aus schräg nach rückwärts, im Sinne der Zuwachsstreifung, eine sehr flache Falte, die sich allmählich mit der ebenso flach gewölbten Innenkante verflösst, sodass sie auf dieser keine Knoten mehr erzeugt. Auf diese Querjoche zwischen der Innenkante und der Randknotenspirale soll sich der Name *N. jugatonodosus* beziehen, den ich in der Februarsitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft bei Vorlegung dieser Art vorgeschlagen habe. Die Felder, in welche die beiden Seitenstreifen durch diese schrägverlaufenden Joche zerlegt werden, haben etwa rhombische Gestalt. Wie die Randknoten, so fehlen auch die Joche auf dem vorletzten Umgange noch; derselbe besass also noch glatte Seitenstreifen und nur die 4, dieselben begrenzenden Spiralkanten.

Die Scheidewände sind einfach uhrglasförmig, die Durchschnitte mit dem Aussen- und den Seitentheilen bilden sehr flache Loben; sehr gut ausgebildet ist ein kleiner spitzer Internlobus. Der Sipho liegt unterhalb der halben Windungshöhe; eine perlschnurförmige Gestalt desselben ist nicht erkennbar.

Systematische Stellung: Mit dem bisher allein aus der deutschen Trias beschriebenen *N. bidorsatus* zeigt unsere neue Art durch die Mittelfurche auf dem Rücken und durch die bei jener Art zuweilen vorkommenden Randknoten eine enge Verwandtschaft gegenüber den unverzierten Abtheilungen der Nautilen. Während aber der *N. bidorsatus* durch seine verhältnissmässig geringe Sculptur sich unter den beiden in Betracht kommenden Untergattungen *Temnocheilus* M'Coy und *Trematodiscus* Meek an die erstere anschliesst, muss der *N. jugatonodosus* zu *Trematodiscus* gestellt werden, weil er auch noch auf dem Externtheil Sculptur zeigt. Man muss allerdings jene Gattungsdiagnose zu Grunde legen, die von

Mojsisovics (Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, S. 270) gegeben hat, und in welcher diese ursprünglich allein für carbonische Nautiliden aufgestellte Gattung auch auf triadische Formen ausgedehnt wird. Unser *N. jugatonodosus* zeigt dann aber ganz jene Merkmale, durch die sich die meisten triadischen von den carbonischen Arten unterscheiden: den Mangel spiraliger Lateralsculptur, das Vorhandensein flacher Extern- und Seitenloben und eines spitzen Internlobus. Von den durch Mojsisovics beschriebenen triadischen *Trematodiscus*-Arten steht *T. Klipsteini* (l. c. S. 271, tab. LXXXIX, fig. 2a und 2b) unserer Art am allernächsten, unterscheidet sich aber durch grössere Involution und durch die Auflösung auch der inneren Kante auf dem Externtheil in einzelne Knoten, sowie die mangelnden schrägen Querjoche zwischen dieser inneren und der äusseren Kante, bezw. Knotenspirale, auf welche der Name *jugatonodosus* hinweisen soll.

Stratigraphische und topisch-geologische Schlussfolgerungen: Die triadische Formengruppe von *Trematodiscus* ist bisher nach Mojsisovics »nur als grosse Seltenheit in den unter- und mittelkarnischen Ablagerungen der Mediterranprovinz« gefunden worden; wenngleich sie, wie mir auch der berühmte Autor schreibt, nun auch in den norischen Bildungen zu erwarten wäre, so besteht doch in der That zwischen den beiden nächstverwandten Arten, dem *T. jugatonodosus* und dem *T. Klipsteini*, eine recht gute Uebereinstimmung in ihrem geologischen Alter, da der germanische Grenzdolomit doch nach den bisherigen Erfahrungen zeitlich in die karnische Periode zu setzen ist. — Noch wichtiger aber scheint mir der Umstand zu sein, dass, wie alle bisher in der germanischen Trias gefundenen Cephalopoden, so auch die darin neu gefundene Gattung *Trematodiscus* ihre nächsten Verwandten und Vertreter nur in den mediterranen Ablagerungen der alpinen Trias besitzt; denn es ist daraus der Schluss zu ziehen, dass das germanische Becken, dauernd oder mindestens zeitweise, mit dem mediterranen zusammengehangen und daraus seine pelagischen Formen bezogen hat, und dass eine Verbindung mit der juvavischen Provinz nicht bestanden zu haben scheint.

Beitrag zur Lössfrage.

Von Herrn **F. Wahnschaffe** in Berlin.

In einem auf der 62. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte zu Heidelberg 1889 gehaltenen Vortrage [1]) hat sich A. Sauer auf Grund seiner im Dienste der sächsischen geologischen Landesaufnahme ausgeführten Untersuchungen für die aeolische Entstehung der Lössablagerungen in Sachsen, sowie überhaupt in dem ganzen Randgebiete des norddeutschen Flachlandes ausgesprochen. Da er hierbei vielfach der von mir vertretenen Ansicht einer glacial-fluviatilen Entstehung des norddeutschen Randlöss entgegentritt und meine Auffassungen zu widerlegen sucht, wobei ich allerdings eine Berücksichtigung meiner Abhandlung »Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg« vermisse, so sehe ich mich veranlasst, auf die Ausführungen und hauptsächlichsten Einwürfe des Verfassers näher einzugehen. Ich habe zu diesem Zwecke Ende April dieses Jahres innerhalb der von mir schon früher durchforschten Magdeburger Gegend nochmals eine mehrtägige Begehung ausgeführt, deren Ergebnisse im Nachstehenden verwerthet werden sollen.

Sauer theilt uns mit, dass nach seinen Untersuchungen die Quarzkörner im Löss von Meissen nur selten eckig-splitterig, sondern im Gegentheil vollkommen oder doch deutlich an den

---

[1]) A. Sauer, Ueber die aeolische Entstehung des Löss am Rande der norddeutschen Tiefebene. Abgedruckt in der Zeitschr. für Naturwissenschaften Bd. LXII. Halle 1889.

Kanten abgerundet seien und dass eine vollendete Abrundung sogar bis zu den winzigsten Dimensionen der Körner von 0,003 Millimeter herab sich fände. Eine mikroskopische Untersuchung des der Lösskörnung entsprechenden feinen Antheils aus dem Geschiebelehm, aus dessen gelockerter Oberfläche der Löss mit Hülfe des Windes nach seiner Auffassung ausgeweht sein soll, ergab, dass auch hier an den Quarzkörnern unter 0,1 Millimeter Durchmesser die runde Form vorherrschte.

Eine von mir jüngst ausgeführte mechanische und mikroskopische Untersuchung eines sehr typischen Bördelösses und des ihn in den Muschelkalkbrüchen zwischen Langenweddingen und Sülldorf unmittelbar unterlagernden Geschiebemergels zeigte ein von den SAUER'schen Beobachtungen völlig abweichendes Resultat.

I. Mechanische Analyse.

Lufttrockene Substanz mit dem SCHÖNE'schen Schlämmapparate bei 0,2mm, 2,0mm und 7,0mm Schlämmgeschwindigkeit in der Sekunde geschlämmt.

Fundort	Profil	Durchmesser der Körner					Summa
		Grand über 2mm	Sand 1,0–0,1mm	Sand 1,0–0,05mm	Staub 0,05–0,01mm	Feinste Theile unter 0,01mm	
Muschelkalkbruch zwischen Langenweddingen und Sülldorf	Löss	—	1,59	11,78	62,98	23,65	100,00
	Geschiebemergel	2,40	47,72	15,96	16,88	17,04	100,00

II. Kohlensäurebestimmung

mit dem SCHEIBLER'schen Apparate vom Staube (0,05 — 0,01mm).

Körnungsprodukt 0,05 — 0,01mm	CO_2 pCt.	Berechnet auf $CaCO_3$ pCt.
Löss	4,64	10.55
Geschiebemergel	4,86	11,05

Sowohl das Schlämmprodukt von 0,05 — 0,01 Millimeter als auch dasjenige von 0,1 — 0,05 Millimeter Durchmesser des obigen Löss zeigte ausschliesslich eckige und splitterige Quarzkörnchen, welche keine Spur von Abrundung erkennen liessen. Dieselbe fand sich erst bei vereinzelten grösseren Körnern des Schlämmrückstandes von 1,0—0,1 Millimeter Durchmesser. Ebenso waren die Quarzkörnchen im Staubgehalt des Geschiebemergels (von 0,05 — 0,01 Millimeter Durchmesser) ausgebildet. Es fand sich auch nicht ein einziges rundes Korn darin. Auch der Grand des Geschiebemergels über 2 Millimeter Durchmesser zeigte eine nur unvollkommene Abrundung der meist eckigen Gesteinsbruchstückchen. Die von mir schon früher gemachte Beobachtung, dass für den Löss der Magdeburger Börde die eckig-splitterige Form der Quarzkörnchen charakteristisch ist, glaube ich für die ganzen dortigen Ablagerungen aufrecht erhalten zu können. Auf die »eckig-scharfkantige« Form der Quarzkörnchen oder -splitter des Staubes und der feinsten Theile macht auch DALMER bei dem Löss der Section Borna (S. 30) aufmerksam, während SIEGERT von dem Löss und Lösssande der Section Hirschstein (S. 33) erwähnt, dass sowohl die grösseren, wie die kleinsten Quarzkörnchen sich »in der Regel mehr oder weniger vollkommen gerundet, z. Th. aber auch scharfkantig und splitterig« zeigen. In den Erläuterungen zur Section Riesa-Strehla sagt KLEMM (S. 39): Der lössartige Sand besteht, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, aus kleinen, scharfkantigen Quarzsplitterchen, denen relativ wenig thonige Theilchen beigemengt sind«. Aus diesen Mittheilungen geht hervor, dass die von SAUER beobachtete vollkommen runde Form der Quarzkörner des Meissner Löss nicht in allen Lössgebieten Sachsens die Regel ist.

Auch ein Löss von Vienenburg am Nordrande des Harzes, den ich mikroskopisch untersuchte und auf dessen mechanische Zusammensetzung ich noch später zurückkommen werde, zeigte die eckig-splitterige Form seiner Quarzkörnchen ebenfalls in sehr vollkommener Weise. Wenn der Löss der Meissner Gegend sich anders verhält, so beweist das für seine aeolische Entstehung nichts. Allerdings können nach DAUBRÉE's von mir bereits früher

verwertheten Untersuchungen[1]) alle Quarzkörnchen, welche kleiner sind als 0,1 Millimeter, nicht mehr in schwachbewegtem Wasser gerollt werden, woraus Sauer folgert, dass die Abrundung der feinsten Quarzkörnchen in einem specifisch leichteren Medium als Wasser erfolgt sei. Als solches kann nach ihm nur die Luft in Betracht kommen. Zugegeben, dass Sauer hierin Recht hat, so lässt sich annehmen, dass die Abrundung der feinen Quarzkörnchen durch den Wind vor dem glacial-fluviatilen Schlämmprocesse stattgefunden habe und dass aeriles Material dem Löss beigemengt sei.

Ein Hauptbeweis Sauer's für die aeolische Entstehung des Löss sind die im norddeutschen Flachlande vorkommenden und auch jüngst unter dem Löss Sachsens nachgewiesenen Dreikanter oder Kantengeschiebe. Ich muss zunächst hervorheben, dass Sauer die vorhandene Litteratur, welche ihm, da alle einschlägigen Arbeiten der letzten Zeit im Neuen Jahrbuche für Mineralogie u. s. w. 1888, Bd. II, S. 300—304 besprochen worden sind, sehr leicht zugänglich gewesen wäre, wenig sorgfältig berücksichtigt hat. Er sagt S. 21: »Ueber die Entstehung dieser Kantengeschiebe, nach der indess nicht gerade häufigen Form auch Dreikanter benannt, hat man die verschiedensten Vermuthungen ausgesprochen. Zuletzt äusserte sich Berendt darüber. Derselbe glaubt, dass die glacialen Schmelzwässer die im Sande an- und aufeinander liegenden Geschiebe in lang andauernder, rüttelnder Bewegung erhielten und so eine gegenseitige Abschleifung der Geschiebe bewirkten.« Ausser diesem von Berendt bereits 1885 veröffentlichten Aufsatze bespricht Sauer nur noch Walther's Mittheilungen über die durch Sandstürme entstandenen Kantengeschiebe in der Galalawüste vom Jahre 1887 und in einer Anmerkung die Erörterungen Heim's »über Kantengeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium« vom Jahre 1888. Dagegen scheinen ihm die in der Zwischenzeit gemachten wichtigen Untersuchungen über die Entstehung der Dreikanter von Nathorst, Mickwitz und de Geer, durch welche die Berendt'sche Auffassung be-

[1]) Die lössartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, S. 363.)

reits widerlegt wurde, völlig unbekannt geblieben zu sein. Vor allen Dingen aber ist es irrthümlich, wenn Sauer die Entstehung aller Dreikanter im norddeutschen Flachlande (S. 26) in die Diluvialzeit verlegt, während die Beobachtungen von de Geer[1]), Dames und mir[2]) gezeigt haben, dass solche Gebilde noch in allerjüngster Zeit durch die Einwirkung des Windes auch ohne »endlose Steppe mit ihren Wirbelstürmen« entstehen können. Darum ist es auch unberechtigt, aus vorkommenden Kantengeschieben unter dem Löss eine allgemeine Periode »grossartigster aeolischer Thätigkeit« vor und zur Lösszeit ableiten zu wollen.

Erst durch die neuesten Aufnahmen der sächsischen Geologen ist nachgewiesen worden, dass, wie mir Herr H. Credner auf eine Anfrage gütigst mittheilte, in der Steinsohle des sächsischen Lösses, Lösslehms und Lösssandes, welche geologisch gleichwerthig und durch Uebergänge eng verknüpft sind, ziemlich allgemein typische Dreikanter vorkommen. Als Beispiele nannte er eine ihm im Frühjahr 1889 von Hazard gezeigte Grube bei Boxdorf (Section Moritzburg, nördlich von Dresden), ferner Section Radeberg und Pulsnitz. In der 1890 erschienenen Erläuterung zu letztgenannter Section schreibt O. Herrmann (S. 43): »An den Geschieben des Lösslehms ist die Dreikanterform in ihrer typischen Entwicklung nur äusserst selten wahrzunehmen, dahingegen beobachtet man an ihnen bisweilen eine ebene Fläche oder eine scharfe Kante, welche den Beginn der Dreikanterbildung anzeigt«.

Bei meinen Untersuchungen in der Magdeburger Gegend ist es mir neuerdings an einem einzigen Punkte gelungen, einige Kantengeschiebe in der Steinsohle des Löss aufzufinden. Sie

---

[1]) Geol. Fören. i Stockholm Förh., Bd. VIII, Heft 7, S. 505.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, S. 226—27 u. 229. Die hier mitgetheilten Beobachtungen entsprechen der auch von Walther an recenten Kantengeschieben der Galalawüste gemachten und von Sauer S. 26 wiedergegebenen, »dass eine Anzahl der deutlichsten Kantengerölle nur mit ihrer oberen Hälfte aus dem Boden herausragten und nur hier die abgeschliffenen Kanten zeigten, während die untere von Erde bedeckte Hälfte keinerlei Kanten erkennen lässt und völlig der Sandpolitur entbehrt«.

fanden sich in der bereits früher von mir beschriebenen und abgebildeten, jetzt bedeutend vergrösserten Keupermergelgrube von Gross-Wanzleben [1]). Ich beobachtete hier an der südwestlichen Grubenwand zwischen Löss und Keupermergel einige Reste von Diluvialsand, die zu der Bildung der Dreikanter in gewisser Beziehung zu stehen scheinen. Niemand wird die Entstehung derselben durch vom Winde getragenen Lössstaub erklären wollen, und wenn sie jetzt an der Basis des Löss liegen, so muss ihre Bildung vor Absatz desselben erfolgt sein, als sie sich noch an der Oberfläche befanden und der vom Winde getriebene gröbere Sand, wie auch Sauer (S. 26) annimmt, ihre Abschleifung bewirken konnte. Das Vorkommen der Dreikanter in der Steinsohle des Löss kann daher nicht als ein Beweis für die aeolische Entstehung desselben angeführt werden. Es ist in dieser Hinsicht bemerkenswerth, dass die Fundorte der in Sachsen unter dem Löss aufgefundenen Kantengeschiebe sich auf dem rechten Elbufer befinden, wo mächtige Sandablagerungen oberflächenbildend auftreten, deren Anhäufung nach Sauer (S. 27) eine Folge der aeolischen Aufbereitung der altdiluvialen Oberfläche sein soll. Auch im norddeutschen Flachlande finden sich die Kantengeschiebe nicht, wie Sauer (S. 21) behauptet, »durch die ganze norddeutsche Tiefebene« in der obersten Deckschicht des älteren Diluviums verbreitet, sondern nur dort, wo vom Winde bewegbarer Sand an die Oberfläche tritt, also vorzugsweise in Gebieten, die mit Geschiebesand oder mit den schwachlehmig-sandigen Auswaschungs- und Verwitterungsrückständen des Geschiebelehms bedeckt sind.

Sauer, der mit mir darin übereinstimmt, dass der Löss als eine jungglaciale Ablagerung die oberste Deckschicht des Diluviums bildet, sucht die von mir vertretene Auffassung zu widerlegen, dass die an der Basis des Löss vielfach entwickelte Steinsohle aus der Zerstörung der Grundmoräne durch glaciale Schmelzwasser hervorgegangen sei. Sauer meint (S. 20): »Wenn aber

---

[1]) Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg u. s. w. (Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen u. s. w. Bd. VII, Heft 1, S. 68.)

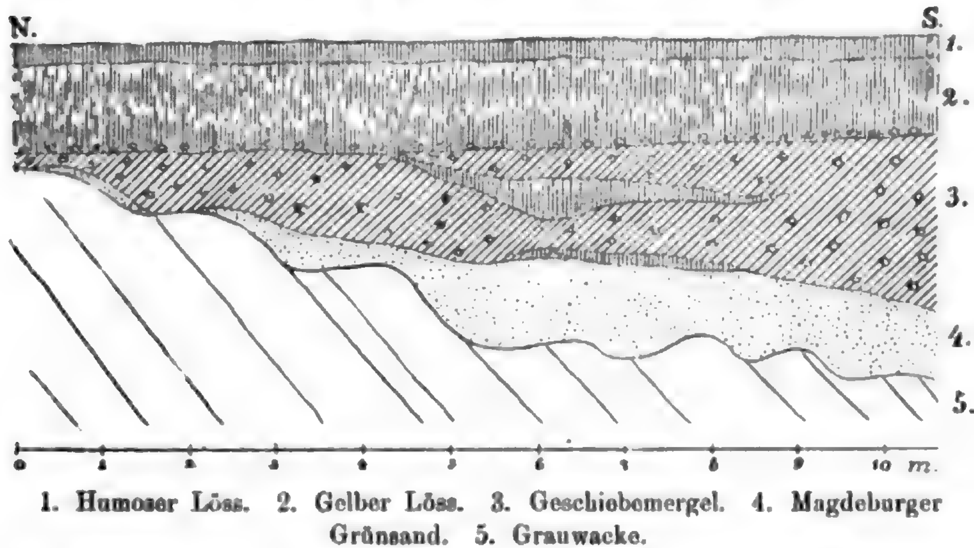
dem so wäre, so müsste man doch, soweit die Thätigkeit der glacialen Schmelz- und Stauwässer reichte, oder mit anderen Worten, im ganzen Gebiete der Lössbedeckungen dieser Steinsohle in mehr oder minder deutlich erhaltenen Spuren begegnen«. Als Hauptgrund für die Unmöglichkeit meiner Auffassung führt er an, dass die Steinsohle sich in Sachsen nur bis zu einem Niveau von etwa 150—180 Meter findet, während der Lösslehm das Gebirgsplateau bis zu Höhen von 400 Meter bedeckt. In Bezug hierauf sagt Sauer (S. 21): »Daraus folgt aber doch unbedingt, dass sie der ausschwemmenden Thätigkeit einer glacialen Stauffuth ihre Entstehung nicht verdanken kann, die doch solcherlei Spuren soweit oder nahe soweit als die Lössablagerungen reichen, hinterlassen haben müsste«. Diese Beweisführung scheint mir wenig stichhaltig zu sein, da man die Steinsohle natürlich nur dort erwarten kann, wo Geschiebemergel vorher zum Absatz gelangt war, denn man müsste sonst von der Stauffuth verlangen, dass sie die Geschiebe der Steinsohle mit derselben Leichtigkeit transportirte wie den feinen Gletscherschlamm. Derselbe wurde, wie die Verbreitung des Löss lehrt, durch die Hochfluth auch in Gebiete getragen, welche von der Vereisung, resp. von der Bedeckung mit Grundmoränenmaterial verschont geblieben waren.

Schon früher habe ich hervorgehoben, dass die geognostischen Verhältnisse in der Magdeburger Börde ganz entschieden für eine Aufbereitung des Lössuntergrundes durch fliessendes Wasser vor oder während des Lössabsatzes sprechen. Auch Penck hebt in den Erläuterungen zu Section Grimma (S. 72) hervor, dass die Thäler im Allgemeinen älter seien als der Löss und dass, da die Herausbildung einiger derselben erst nach Ablagerung des älteren Diluviums vor sich gegangen sei, in der Zeit zwischen Bildung des letzteren und der des Lösses eine nicht unbeträchtliche Erosion und Denudation stattgefunden haben müsse. An einer Stelle heisst es: »Für diese allgemeinere Denudation spricht u. A. auch das nicht seltene Vorkommen einer »Steinsohle«, also eines Geschiebelagers auf der Grenze zwischen Löss und Geschiebelehm, ferner der Umstand, dass sich der Löss häufig unmittelbar auf dyadische oder tertiäre Schichten legt, ohne dass sich altdiluviale Ablagerungen zwischen beiden fänden«. Analoge Beobachtungen konnte ich

auch bei meinen diesjährigen Wanderungen durch die Börde machen. Man hat dort nur sehr selten Gelegenheit, den Oberen Geschiebemergel als unmittelbaren Untergrund des Löss zu beobachten. Trotzdem deutet das fetzenartige Vorkommen von Oberem Geschiebemergel darauf hin, dass die Grundmoräne hier ebenso wie im übrigen norddeutschen Flachlande eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke gebildet haben wird. Während man in den zahlreichen Aufschlüssen westlich von Magdeburg, wie sie die Steinbrüche und sonstigen Gruben bei Ebendorf, Olvenstedt, Diesdorf und dem Bahnhof Langenweddingen [1]) bieten, nirgends Gelegenheit hat, den Geschiebemergel direct unter Löss zu sehen, findet er sich in sehr typischer Ausbildung zwischen Langenweddingen und Sülldorf [2]), sowie westlich von Olvenstedt. Hier bietet der westlich von dem Wege Ebendorf-Schnarsleben gelegene Grauwackesteinbruch einen ausgezeichneten Aufschluss, welchen ich früher noch nicht gesehen hatte. Das an der Ostwand dieses Steinbruches sich zeigende Profil veranschaulicht die beigefügte Abbildung.

Fig. 1.

Profil aus dem westlich vom Ebendorf-Schnarslebener Wege nahe der Chaussee nach Irxleben gelegenen Grauwackesteinbruch.



1. Humoser Löss. 2. Gelber Löss. 3. Geschiebemergel. 4. Magdeburger Grünsand. 5. Grauwacke.

---

[1]) Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg u. s. w. S. 42—44.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, Bd. XL, S. 263.

Die hier ziemlich Ost-West streichende und unter 43° nach Süd einfallende Grauwacke, welche an ihrem Ausgehenden unregelmässig höckerig ausgebildet ist, wird zunächst vom mittel-oligocänen Magdeburger Grünsand überlagert, der nach Süden zu bis zu 11 Decimeter Mächtigkeit besitzt und dessen deutlich horizontale Schichten flach sattelförmig aufgebogen sind. Nach Norden zu keilt sich der Grünsand aus und ist in den unteren Theil des darüber folgenden Geschiebemergels zum Theil verarbeitet, zum Theil in ganz dünnen Bändern und Streifen eingewalzt. Der Geschiebemergel, welcher ebenfalls nach Süden hin an Mächtigkeit zunimmt, sodass er am Ende der Grubenwand ungefähr 2 Meter erreicht, zeigt eine sehr typische Ausbildung, indem er mit kleinen und grossen Geschieben, unter denen einige sogar eine Grösse von 0,5 — 1 Meter Durchmesser erreichen, regellos durchsetzt ist. Aus einer von Herrn Dr. HÖLZER mit dem SCHEIBLER'schen Apparate ausgeführten Kohlensäurebestimmung von dem Feinboden dieses Geschiebemergels (unter 2 Millimeter Korngrösse) liess sich folgender Gehalt an Calciumcarbonat berechnen:

Gehalt des Feinbodens an $CaCO_3$.

Erste Bestimmung	4,85 pCt.
Zweite Bestimmung . . .	4,79 »
Mittel	4,82 pCt.

Nach Norden zu keilt sich der Geschiebemergel gleichfalls aus, sodass dort der ihn überlagernde Löss mit seiner humosen Oberkrume unmittelbar auf der Grauwacke aufruht. Wie die Abbildung zeigt, ragen einige schweifartig ausgezogene Partieen des Lössmaterials in den Geschiebemergel hinein, stehen jedoch, wie sich bei der oberen deutlich nachweisen liess, mit der oberen Lössschicht in Verbindung. Der gelbe kalkhaltige Löss besitzt hier eine gleichmässige Mächtigkeit von 11 Decimeter, während seine humose Decke 5 Decimeter mächtig ist. Der gelbe Löss zeigt im nördlichen Theile der Grubenwand nach unten zu eine deutliche Bankung durch eingelagerte 0,5—4 Centimeter mächtige

Sandstreifchen. In dem untersten Theile des Löss an der Grenze zum Geschiebemergel ist hier, wie fast überall in der Börde, eine deutliche Steinsohle entwickelt. Die Geschiebe derselben sind dieselben wie im Geschiebemergel und zeigen auch die gleiche kantgerundete und nur wenig gerollte Form wie jene. In den Gruben der südlich von der Chaussee Magdeburg-Olvenstedt gegenüber der Düppler Mühle gelegenen Ziegelei habe ich die Steinsohle ebenfalls genau untersucht. Ihre Geschiebe sind hier meist klein, doch kommen auch einzelne bis zu 1 Meter Durchmesser vor. Sie sind sämmtlich kantig oder kantgerundet und zeigen nirgends die charakteristische vom Windschliff herrührende Politur. Die beigefügte nach einer Photographie hergestellte Abbildung (Fig. 2) soll die Form dieser Geschiebe und

Fig. 2.



Geschiebe aus der Steinsohle an der Basis des Bördelöss.

ihre Uebereinstimmung mit Blöcken der Grundmoräne veranschaulichen. Der Geschiebemergel in dem vorher erwähnten Grauwackesteinbruch an dem Ebendorf-Schnarslebener Wege hat nach Süden zu keine weite Erstreckung, denn in dem Aufschlusse an dem Kreuzungspunkte des soeben genannten Weges mit der Olvenstedt-Irxlebener Chaussee findet sich folgendes Profil:

Löss
Diluvialsand
Septarienthon (stark gefaltet und gestört).

Es ist bemerkenswerth, dass in dem Profil Fig. 1 der Geschiebemergel von dem Löss in einer vollkommen scharfen, fast horizontalen Linie abgeschnitten wird, was ebenso wie das Auskeilen des Geschiebemergels nach Nord und Süd nur durch die Wirkung strömenden Wassers zu erklären ist. Die im Geschiebemergel sich hier findenden Lösspartieen lassen sich in der Weise deuten, dass bei der Abtragung des Geschiebemergels in sandigeren Theilen desselben Ausspülungen stattfanden und in diese Höhlungen das Lössmaterial später eingeschwemmt wurde. Wäre der Löss der Börde ein Windabsatz, so würde sein Liegendes eine viel unregelmässigere Oberfläche zeigen, der Löss müsste häufig sackartig in vorhandene Vertiefungen eingesenkt sein, was an keiner einzigen Stelle bisher zu beobachten war. Das scharfe Abschneiden des Löss gegen den Untergrund scheint mir in der Magdeburger Börde ein Hauptbeweis für seine fluviatile Entstehung zu sein. Man kann dies in allen Aufschlüssen beobachten. Auf weite Erstreckung zeigte sich diese Erscheinung besonders deutlich in dem grossen Grauwackesteinbruch dicht beim Dorfe Ebendorf an dem Ebendorf-Olvenstedter Wege, wo der oxydirte und zum Theil umgelagerte Magdeburger Grünsand in einer geraden Linie von dem Löss mit seiner Steinsohle abgeschnitten wird. Letztere ist hier 1 — 1,5 Decimeter mächtig und führt meist kleinere Geschiebe von Wallnuss- bis Faustgrösse, während vereinzelte grössere nicht fehlen.

Eine Schichtung des Löss durch Einlagerung feiner Sandstreifen tritt in der Magdeburger Gegend verschiedentlich auf, z. B. bei Ebendorf, Schnarsleben und Olvenstedt. Der Umstand, dass diese Schichtung sich gewöhnlich nur im unteren Theile des Löss findet und oft auf weite Strecken hin verfolgt werden kann, deutet darauf hin, dass während der Ablagerung der tieferen Lössschichten ab und zu ein Wechsel in der Stromgeschwindigkeit der Wassermassen eintrat. Die von Sauer auf Blatt Meissen nach-

gewiesenen lokalen Einschwemmungen von Schuttstreifen im Löss sprechen weder für die aeolische noch gegen die fluviatile Entstehung der Lössbildungen. Für die letztere Bildungsweise scheint mir jedoch die obere Schichtenfolge in den Gruben südwestlich von Canitz beweisend zu sein, die Sauer (Erläuterungen zu Section Meissen S. 121) folgendermaassen angiebt:

1,2	Meter	Löss,
0,4	»	fester, scharfer Sand,
0,3	»	feingeschichteter Löss,
0,4	»	Geschiebelehm,
10,0	»	Sand und Kies in vielfacher Wechsellagerung,
0,3—0,5	»	grobe Geröllbank,
2	»	gelbbrauner, fester, horizontal geschichteter, fast geschiebelehmartig fester, schwach lehmiger Sand mit horizontal eingelagerten Kiesschmitzen.

Noch auf einen anderen Punkt der Sauer'schen Arbeit habe ich einzugehen. Bei Sauer heisst es S. 19: »Die durch den Wind aufgearbeiteten, unter Mitwirkung von Frost gelockerten Bestandtheile der Geschiebelehmoberfläche wurden nach Maassgabe ihrer Korngrösse abgelagert, die gröberen und gröbsten am Rande des Berglandes, während der feinste Staub weit hinauf in das Gebirge getragen wurde«. Was die Abstammung des Lössmaterials betrifft, so stimme ich darin mit Sauer überein, dass dasselbe aus dem Geschiebemergel herzuleiten ist. Auf diese Weise erklärt sich am einfachsten der Kalkgehalt des Löss, der in der Magdeburger Gegend für denselben charakteristisch ist. Da die im Löss vorherrschenden Bestandtheile eine Korngrösse von 0,05—0,01 Millimeter Durchmesser besitzen, was einer Schlämmgeschwindigkeit von 2 Millimeter in der Sekunde entspricht, so schlämmte ich den Löss und Geschiebemergel, welche zwischen Langenweddingen und Sülldorf übereinander liegen, bei dieser Geschwindigkeit und fand, dass die gleichen Schlämmprodukte auch völlig gleiche physikalische Eigenschaften (mehlartiges Abfärben, Zusammenhalt in trocknem Zustande, Zerfallen im Wasser) besitzen.

Auch hinsichtlich ihres Kalkgehaltes stimmen sie annähernd überein, da der Staub vom Löss 10,5, der vom Geschiebemergel 11,0 pCt. kohlensauren Kalk enthält. Natürlich darf man aus dieser einen Untersuchung keine zuweit gehenden Schlussfolgerungen ziehen, da der Löss nicht aus dem unmittelbar darunter anstehenden Geschiebemergel zu stammen braucht, sondern von weiter her transportirt sein kann. Mit dem von Sauer behaupteten Saigerungsprocess, nach welchem die feineren Lössbildungen unmittelbar am Gebirgsrande, die gröberen im nördlichen Randgebiete vorkommen sollen, stimmen meine jüngst ausgeführten Untersuchungen nicht überein. Es ist allerdings richtig, dass im nördlichen Randgebiete der Börde, beispielsweise zwischen Hundisburg und Althaldensleben, zwischen Meitzendorf und Elbey, wo der Löss an ein Sandgebiet anstösst und von Sand unterlagert wird, eine innige Vermischung des Lösses und Sandes eingetreten ist, sodass man den Löss in einer schmalen Randzone als Lösssand bezeichnen kann.

Sauer, der seine Annahme eines Saigerungsprocesses durch den Wind namentlich darauf stützt, dass der echte Löss nach Norden zu in horizontaler Richtung in sandigen Löss und Sand übergeht, führt selbst an, dass ein solcher Uebergang auch in vertikaler Richtung nach unten zu ziemlich schnell stattfände, wie dies z. B. die Aufschlüsse am heiligen Grunde bei Meissen lehren. Dasselbe Lagerungsverhältniss von echtem Löss auf Sandlöss ist von Schumacher [1]) und Andreae [2]) im Elsass nachgewiesen, wo die Möglichkeit einer glacial-fluviatilen Bildung des Löss von Sauer selbst (S. 5) zugegeben, allerdings in allerneuster Zeit [3]) wieder in Frage gestellt wird.

Nach dem Harzrande zu wird dagegen der Löss keineswegs feiner, sondern zeigt im Gegentheil beim Abschlämmen einen weit

---

[1]) Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgegend von Strassburg 1883 und Zur Verbreitung des Sandlöss im Elsass. (Mittheilungen der Comm. f. d. geol. Landes-Unters. f. Elsass-Lothringen, Bd. II, 1889.)

[2]) Abhand. z. geol. Specialkarte v. Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 2, 1884.

[3]) A. Sauer und C. Chelius, Die ersten Kantengeschiebe im Gebiete der Rheinebene. (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, II.)

gröberen und reichlicheren Rückstand als die Lösse im Bördegebiet. Die mechanische Analyse eines Löss bei Vienenburg an der Chaussee nach Wennerode ergab folgendes Resultat:

Grand und Sand über 2-0,1 mm	Feinsand 0,1-0,05 mm	Staub 0,05-0,01 mm	Feinste Theile unter 0,01 mm	Summa
12,48	12,79	60,79	13,94	100,00

In dem Rückstande bei 7 Millimeter Schlämmgeschwindigkeit befanden sich mehrere 4 — 7 Millimeter grosse, scharfkantige Bröckchen von Harzgesteinen, darunter deutlich erkennbare Kieselschiefer. Im Gegensatz zu diesem Löss am Nordrande des Harzes zeigte der Bördelöss zwischen Langenweddingen und Sülldorf bei 7 Millimeter Schlämmgeschwindigkeit einen Rückstand von nur 1,59 pCt., welchem der Grand vollständig fehlte. Nur ganz vereinzelte Quarzkörner dieses Rückstandes besassen eine Grösse von etwas über 1,5 Millimeter Durchmesser. Aus einer von Herrn Dr. HÖLZER mit dem SCHEIBLER'schen Apparate ausgeführten Kohlensäurebestimmung des Vienenburger Löss liess sich folgender Gehalt an Calciumcarbonat berechnen:

Erste Bestimmung . . . . 11,98 pCt.
Zweite Bestimmung . . . 11,83 »
Mittel 11,90 pCt. $CaCO_3$.

Meine frühere Bemerkung, dass die lössartigen Bildungen am Nordrande des Harzes etwas thoniger ausgebildet seien als der Bördelöss [1]) bezog sich nur auf einige im Felde gemachte Beobachtungen, vor allem auf den Umstand, dass die entkalkten Lösslehme dort vielfach zur Ziegelfabrikation benutzt werden, während der Bördelöss in dieser Hinsicht nur als Zuschlag zu Septarienthon Verwendung findet. Eine chemische Untersuchung des Vienenburger Löss auf Thongehalt ist bisher noch nicht ausgeführt worden, auch können aus der vorliegenden Schlämmanalyse

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, Bd. XXXVII, S. 904.

darauf bezügliche Schlussfolgerungen nicht gezogen werden; dagegen ist dieselbe geeignet, die Sauer'sche Hypothese einer fortschreitenden Saigerung des Lössmaterials durch Wind nach den Gebirgen zu für den Harzrand zu widerlegen, da der Vienenburger Löss einen grandig-sandigen Rückstand von 12,49 pCt. zeigte. In Bezug auf den Procentgehalt an feinsten Theilen kommt er dem von mir früher untersuchten Bördelöss am Wege zwischen Bornstedt und Drakenstedt gleich. Mit dem Höhenlehm von Haida bei Freiberg [1]), welcher nach den Untersuchungen von R. Sachsse einen Staubgehalt von 43,6—47,0 pCt. und einen Gehalt an feinsten Theilen von 43,3—46,6 pCt. besitzt, lässt sich die untersuchte Probe von Vienenburg nicht vergleichen, denn sie steht trotz ihres verhältnissmässig hohen Gehaltes an gröberen Bestandtheilen, ganz abgesehen von ihrem Kalkgehalt, in Bezug auf das charakteristische Praevaliren des Staubgehaltes [2]) (60,79 pCt.) dem typischen Löss bei weitem näher als der Höhenlehm von Haida und der von Sauer zum Vergleich mit diesem herangezogene Meissner Löss [3]) aus der Ziegeleigrube beim Rothen Hause, welcher in seiner mechanischen Zusammensetzung dem Haidaer Höhenlehm sehr ähnlich ist. Dem Letzteren analoge Bildungen kommen meines Wissens am Harzrande nicht vor.

Leppla [4]) weist darauf hin, dass die Uebereinstimmung der Bauschanalyse des Haidaer Lehms mit derjenigen des unmittelbar unter der Ackerkrume entnommenen, entkalkten Löss von Meissen für die gleichartige und gleichzeitige Entstehung beider Bildungen garnichts beweist, sondern dass sie »höchstens geeignet sein kann, auf einen ähnlichen Ursprung der sandigen und thonigen Bestandtheile beider schliessen zu lassen«. Ferner hebt er hervor, dass der Deutung des Höhenlehms als einer mit der Bildung des Löss gleichzeitigen Ablagerung durch Wind der Mangel an Kalk im

---

[1]) Erläuterungen zur geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen. A. Sauer, Section Freiberg, S. 88.

[2]) Vergleiche F. Wahnschaffe, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg u. s. w. S. 28—30.

[3]) A. Sauer, Section Meissen, S. 28.

[4]) Zur Lössfrage. Geognostische Jahreshefte. Jahrg. II, 1889, S. 176—187.

Höhenlehm widerspricht, da für die vorausgesetzte Auslaugung von Sauer keine Belege beigebracht seien. Für die Pfalz hat Leppla nach meiner Ansicht den Nachweis geführt, dass der dortige Höhenlehm nicht als ein entkalkter Rückstand des östlich davon auftretenden Löss angesehen werden darf. Seine Ausführungen über den Kalkgehalt des Löss sind sehr beachtenswerth. Auch für den Bördelöss ist, wie schon oben bemerkt, der Kalkgehalt charakteristisch und wurde mit dem Lössschlamm zugleich abgesetzt, wie dies ganz natürlich erscheinen muss, wenn man den norddeutschen Randlöss als ein feines Ausschlämmungsprodukt der kalkhaltigen Grundmoräne des norddeutschen Inlandeises ansieht. Auch Jenny [1]), welcher unter Verwerthung der Baltzer'schen Beobachtungen sehr eingehende Untersuchungen über Löss und lössähnliche Bildungen in der Schweiz jüngst veröffentlicht hat, kommt zu dem Resultat, dass der typische schweizerische Löss von Basel, Aarau und dem st. gallischen Rheinthal als ein Hochfluthschlamm anzusehen sei, der am Ende der Glacialzeit aus der erratischen Schuttbedeckung des Landes und aus den Moränen entstanden sei.

Der Einwand von Koenen's [2]) gegen die von mir angenommene Anstauung der Schmelzwasser durch den Rand des nordischen Inlandeises, welcher sich darauf stützt, dass sich Reste von Mammuth, Rhinoceros u. s. w., abgesehen von Spalten und Klüften im anstehenden Buntsandstein, in der Göttinger Gegend ausschliesslich in Kies und Geröllеschichten der Thalsohle finden, und dass »daher die Flüsse der Glacialzeit annähernd in demselben Niveau geflossen sein müssen, wie diejenigen der Jetztzeit« ist ohne Belang. Die diluvialen Flussschotter des Harzvorlandes gehören einer älteren Periode an als die Lössbildungen und können, wie ich schon früher hervorgehoben habe, bis in die älteste Zeit des Quartärs zurückreichen, während der Lössabsatz beim Beginn der Abschmelzperiode stattfand. Die hoch über dem Niveau

[1]) Mittheilungen der Naturforschenden Gesellsch. in Bern 1889, S. 115—154.

[2]) Beitrag zur Kenntniss von Dislocationen. (Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1887. Berlin 1888, S. 460.)

der Flüsse sowohl im Harz wie in Thüringen in den Thälern vorkommenden Schotterterrassen, welche nicht durch Dislocationen ihre gegenwärtige Lage erhalten haben, weisen ausserdem darauf hin, dass die Flüsse in der Glacialzeit vielfach in weit höherem Niveau als gegenwärtig geflossen sind.

Der Bemerkung SAUER's (S. 18) gegenüber, dass sich echte jüngere Gehängebildungen, entstanden durch lokale Vermischung mit unterlagerndem älteren Flussschotter, immer leicht erkennen lassen und dass die sächsischen Geologen niemals daran gedacht haben, derartige Schotterlehme für gleichwerthig mit dem Plateaulöss anzusehen, kann ich nur auf meine frühere Arbeit [1]) verweisen und erklären, dass in der Gegend von Wernigerode dem Löss nahestehende und mit Schottermaterial mehr oder weniger reichlich durchsetzte lössartige Lehme nicht nur am Gehänge der Thäler, sondern auch auf dem Plateau entwickelt sind und dass sie in echte Lösse übergehen.

Am Schluss sagt SAUER: »WAHNSCHAFFE thut Unrecht daran, den Werth der aus NEHRING's exakten Beobachtungen gezogenen Schlüsse zu blossen »zoologischen Erwägungen« herabzumindern, welche den »geognostischen Ergebnissen« gegenüber noch nicht als Ausschlag gebend angesehen werden könnten. Damals noch nicht! Aber doch vielleicht jetzt, darf man hinzufügen, da sich aus vorstehenden Mittheilungen ergeben hat, dass NEHRING's »zoologische Erwägungen« sich mit den geognostischen Ergebnissen in dem schönsten Einklang befinden«.

Dieser Schlusssatz SAUER's, welcher auf einem gänzlichen Missverständniss meiner Ausführungen beruht und nur durch eine flüchtige Kenntnissnahme derselben möglich war, ist zu meinem Bedauern auch von NEHRING [2]) abgedruckt worden. Dies veranlasst mich, den mir gemachten Vorwurf als völlig unberechtigt auf das Entschiedenste zurückzuweisen. Ich habe seinerzeit, nachdem ich POHLIG gegenüber in Uebereinstimmung mit NEHRING den

---

[1]) Mittheilungen über das Quartär am Nordrande des Harzes. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, S. 903—904.)

[2]) Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. No. 10. 1889. S. 189—190.

lössartigen Charakter der Ablagerungen von Westeregeln und Thiede betont und auf die Unsicherheit der Angaben über das Vorkommen von *Rhinoceros Merckii* bei Westeregeln ebenfalls unter Berufung auf Nehring [1]) hingewiesen hatte, folgendes [2]) geschrieben:

»Nehring, welcher anfangs die lössartigen Bildungen von Thiede und Westeregeln für jung-diluvial hielt, neigt jetzt der Penck'schen Auffassung zu. Es spricht jedoch nichts dagegen und vieles dafür, dem Löss der Magdeburger Gegend und der von ihm eingeschlossenen Fauna ein jung-glaciales (jung-diluviales) Alter zuzuschreiben, wie dies bereits früher geschehen ist. Die zoologischen Erwägungen, welche zu anderen Anschauungen geführt haben, können den geognostischen Ergebnissen gegenüber noch nicht als Ausschlag gebend angesehen werden.«

Es handelt sich hier also thatsächlich garnicht um die Frage der Entstehung des Löss, wie man aus Sauer's Darstellung entnehmen muss und noch weniger um »den Werth der aus Nehring's exakten Beobachtungen gezogenen Schlüsse«, sondern lediglich um die Altersstellung des Löss, und hierin stimmt ja Sauer auf Grund der geognostischen Ergebnisse völlig mit mir überein, indem er den Löss eingangs als eine »jungquartäre Lehmbildung« bezeichnet und S. 19 bemerkt: »Was nun die Altersbeziehungen der Lössablagerungen zu dem übrigen Diluvium betrifft, so stimmen, wie das Wahnschaffe mit Recht hervorhebt, alle Beobachtungen aus dem Gebiete norddeutscher Lössablagerungen darin überein, dass der Löss stets die oberste Deckschicht des Diluviums bildet, also das jüngste Glied des gesammten Diluviums darstellt«.

Mein Ausdruck »zoologische Erwägungen« ist demnach garnicht gegen Nehring gerichtet, sondern bezieht sich, wie aus dem weiteren Zusammenhange klar hervorgeht, auf die schon vor mir durch Nehring selbst zurückgewiesenen Schlussfolgerungen Pohlig's.

Ich erkenne den hohen Werth der Nehring'schen Unter-

---

[1]) Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. No. 3. 1888. S. 40.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, S. 272.

suchungen über die Steppenfauna in vollem Maasse an, halte es jedoch für unberechtigt, aus dem Vorkommen einer Steppenfauna bei Thiede und Westeregeln die aeolische Entstehung der dort auftretenden Löss- und lössähnlichen Ablagerungen zu folgern, um so mehr, als Nehring selbst vielfach hervorgehoben hat, dass eine Steppe nicht extrem, also nicht wüstenähnlich zu sein braucht, sondern von dem Charakter der Orenburgischen und südwestsibirischen Steppen. Nehring [1]) hat neuerdings wiederum die Ansicht ausgesprochen, dass sich aus einem als richtig zugegebenen steppenartigen Hauptcharakter der Landschaft mit continentalem Klima »viele andere Schlussfolgerungen von selbst, namentlich auch in Bezug auf die Mitwirkung des Windes bei Bildung der lössartigen Ablagerungen von Westeregeln und Thiede« ergeben. Demgegenüber muss darauf hingewiesen werden, dass die Steppen zwischen Wolga und Irtysch, auf welche Nehring immer Bezug nimmt, oberflächliche Bildungen von sehr verschiedenartiger Entstehung aufweisen. Ich erinnere hier nur an die in grosser Ausdehnung in den Steppen von Samara vorkommenden marinen Thone und Sande des aralokaspischen Beckens und an die fluviatilen Terrassenlehme am West- und Ostabhange des Ural [2]). Aus dem Vorhandensein einer Steppenfauna kann wohl auf einen steppenartigen Charakter der Landschaft (Waldarmuth) in einem bestimmten Zeitabschnitt geschlossen werden, niemals aber auf die Entstehungsweise der in der Steppe auftretenden geologischen Bildungen, welche sehr verschiedenen Ursprungs sein können.

[1]) Ueber den Charakter der Quartärfauna von Thiede bei Braunschweig. (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1889, I, 86.)

[2]) Vergleiche: S. Nikitin, Compte rendu préliminaire des recherches géologiques exécutées en 1887 dans les gouvernements de Samara et de Kazane. Resumé p. 11 u. 12. — S. Nikitin et P. Ossoskov, La région transvolgienne de la feuille 92 de la carte géologique générale de la Russie. 1888. Resumé p. 32 u. 33. Referat darüber im N. Jahrb. für Min. 1890, I, S. 329 u. 330. — Th. Tschernyschew, Feuille 139 de la carte géol. générale de la Russie 1889. (Beschreibung des Central-Urals und des Westabhanges.) — J. Slowtzow, Fund von Gegenständen der Steinzeit bei Tjumen an der Tura. Referat im N. Jahrb. für Min. 1887, I, S. 321.

Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin.

Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

(Hierzu Tafel XXVIII.)

Sämmtliche Berliner Soolbohrungen sind Tiefbohrungen und zwar die tiefsten bisher in Berlin gestossenen. Wie im Allgemeinen, so hat sich auch in Berlin der Begriff »Tiefbohrung« seit dem letzten Jahrzehnt — hauptsächlich wohl in Folge des immer allgemeiner in Anwendung gekommenen Wasserspülverfahrens — sehr schnell erweitert oder vielmehr verändert.

Noch bis zum Jahre 1879 waren die Bohrungen auf dem Grundstück der Maschinenbauanstalt von Kraft & Knust in der Ackerstrasse, auf demjenigen des Geheimen Kommerzienrath Hansemann in der Thiergartenstrasse und die alte sogen. Otto-sche Bohrung im Königl. Friedrich-Wilhelms-Institut (Pepinière) in der Friedrichstrasse (bei Bahnhof Friedrichstrasse) mit noch nicht 100 Meter die tiefsten. Sie hatten sämmtlich nur die unter dem Berliner Diluvium lagernde Märkische Braunkohlenbildung erreicht[1]).

Im genannten Jahre, 1879, erreichte zum ersten Male die Wigankow'sche Bohrung in der Chausseestrasse und gleich darauf auch eine solche im Admiralsgartenbade in der Friedrichstrasse No. 102 nahe dem Bahnhof Friedrichstrasse und gegenüber dem

[1]) Dieses Jahrb. für 1883, S. 643.

alten Otto'schen Bohrloche zum ersten Male den die Märkische Braunkohlenbildung unterteufenden mitteloligocänen Septarienthon[1]). Von nun an endeten alle späteren Tiefbohrungen mit Rücksicht auf die in dem gleichzeitigen Spandauer Tiefbohrloche auf 160 Meter festgestellte Mächtigkeit der genannten Thonbildung bei Erreichung derselben, oder bald darauf, also mit 130 — 150 Meter Tiefe.

Erst im Jahre 1887 wagte die Leitung des genannten Admiralsgartenbades auf den Rath des Berichterstatters hin den Versuch, diese Thonbildung zu durchsinken, um springende, sei es süsse, sei es salzige Wasser zu erlangen. Dieser, nicht unbedeutende Kosten verursachende Versuch wurde mit Erfolg gekrönt, der Septarienthon bei 230 Meter Tiefe durchsunken und in dem unterlagernden glaukonitischen Sande bei 234 Meter Tiefe zu Tage ausfliessende beinahe 3 procentige (2,7 pCt. Kochsalz) Soole erschroten[2]).

Das erste Soolbohrloch war für Berlin damit geschaffen und habe ich bereits in der Januar-Sitzung des Jahres 1888 der Deutschen geologischen Gesellschaft darüber näher berichtet[3]). Von nun an folgten schnell behufs weiterer Aufsuchung von Soole und um sich durch Deckung des Feldes auf Grund weiter einzulegender Muthungen gegen Ausnutzung der Soole seitens Anderer zu schützen, eine Reihe von Bohrungen, zunächst innerhalb des Weichbildes der Stadt Berlin, welche sämmtlich dem Unter-Oligocän entsteigende Soolquellen ergaben.

Nur von diesen in der Stadt selbst gestossenen Tiefbohrlöchern soll im Folgenden die Rede sein, während ein Bericht über die in der Umgegend Berlins theils von der Gesellschaft des Admiralsgartenbades, theils von Privaten zu gleichem Zwecke gestossenen Bohrungen vorbehalten bleibt. Erwähnt sei nur, dass deren drei zur Zeit gleichfalls schon mit Erfolg gekrönt sind, zwei

---

[1]) Näheres siehe in G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg, enthalten in Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. zu Berlin 1885, XXXVIII.

[2]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. XL, 1887, S. 102.

[3]) Der Soolquellen-Fund im Admiralsgartenbade in Berlin, enthalten in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1888, S. 102.

andere noch mit Schwierigkeiten bei der Ausführung der Bohrung zu kämpfen haben, namentlich aber die Untersuchungen über das geognostische Alter des bei vieren derselben erreichten älteren, als Tertiär-Gebirges noch nicht völlig abgeschlossen sind.

Von sämmtlichen in der Folge beschriebenen Bohrlöchern wurden mir die Bohrproben seitens der Direction des Admiralsgartenbades in dankenswerther und zuvorkommendster Weise zur Verfügung gestellt, so gut dieselbe im Stande war, die Proben überhaupt durch die Bohrmeister zu erhalten. Obgleich solches bei einzelnen Bohrlöchern nur in mangelhafter Weise möglich war, so giebt die Zusammenstellung der Bohrproben aus sämmtlichen Bohrlöchern, wie sie gegenwärtig im Museum der Geologischen Landesanstalt aufbewahrt wird, doch ein bisher nicht annähernd vorhanden gewesenes, ausgezeichnetes Bild des vor 10 Jahren noch unbekannten tieferen Untergrundes der Stadt Berlin.

1. Das zweite Soolbohrloch im Admiralsgartenbade, Berlin N., Friedrichstrasse No. 101.

Nicht nur der Vollständigkeit halber, sondern weil in der That seit Erschrotung jener ersten Soolquelle am 10. December 1887 wenige Meter von diesem Bohrloche entfernt eine zweite Soolbohrung im Admiralsgartenbade niedergebracht wurde, beginne ich noch einmal mit der Schichtenfolge im Admiralsgartenbade selbst. Die Nebeneinanderstellung beider bis in annähernd gleiche Tiefe hier gestossener Bohrlöcher ist auch um deswillen lehrreich, weil sie zeigt, wie wenig zuverlässig, einerseits in Folge des für die Bohrung selbst so vortheilhaften Wasserspülverfahrens, andererseits aber namentlich in Folge der geringen Achtsamkeit der Bohrmeister, doch noch alle Angaben über die Mächtigkeit der durchsunkenen Schichten bleiben [1]), selbst wenn dieselben, wie in

[1]) Eine genaue Feststellung der Tiefen, namentlich betreffs der unteren Grenze des Septarienthones und Hinsichts des ersten Aufsteigens der Soole wurde s. Z. bei der damals erst beabsichtigten Soolbohrung in Aussicht gestellt. In wie fern diese Erwartung gerechtfertigt worden ist, muss dahin gestellt bleiben. Eine wirklich genaue Feststellung des letzteren Punktes wenigstens hat nicht stattgefunden und kann ich auch diesmal nur wiederholen, dass die durch einge-

diesem Falle, durch Bohrproben von höchstens 2 Meter Entfernung belegt worden sind. Darf man auch auf der Grenze zwischen Diluvium und Tertiär Unregelmässigkeiten und Abweichungen selbst in der noch nicht 10 Meter betragenden Entfernung beider Bohrlöcher mit Recht annehmen, so doch kaum in dem Grade innerhalb des, wie der Gesammtüberblick der Berliner Bohrungen lehrt, im Ganzen hier sehr regelmässig abgelagerten Tertiärs. Die Bohrlöcher selbst sind in der folgenden Uebersicht den thatsächlich im Admiralsgartenbade vorhandenen Verhältnissen (loc. cit. pag. 103) entsprechend mit III und IV bezeichnet.

Schichten-Verzeichniss
der beiden Soolbohrlöcher Berlin N., Friedrichstrasse No. 102.

Bohrloch No. III		Gebirgsart	Formation	Bohrloch No. IV	
Tiefe in Metern	Mächtigkeit in Metern			Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern
Proben fehlen		Aufgefüllter Boden	Alluvium	2	0—2
		Moorerde		2	2—4
7—50	43	Spathsande u. Grande	Diluvium	46	4—50
50—56	6	Kohlen-Geschiebemergel		0,5	50—50,5
56—58	2	Kohlenletten	Märkische Braunkohlen-Bildung	3,7	50,5—54,2
58—88	30	Quarz- u. Kohlensande		38,8	54,2—93
88—135	47	Feiner Quarz- und Glimmersand	Ober-Oligocän	44	93—137
135—230	95	Septarienthon	Mittel-Oligocän	100	137—237
230—234	4 +	Glaukonitische Sande mit Sandstein-Bänkchen oder Knollen	Unter-Oligocän	19 +	237—256

Die im ersten der beiden Bohrlöcher von 0 bis 7 Meter fehlenden Bohrproben sind durch die zweite Bohrung ersetzt. Bei

lagerte Septarien und schliesslich durch die Sandsteinbänkchen im Unteroligocän sich bietenden Hindernisse die Aufmerksamkeit des Bohrmeisters so in Anspruch nahmen, dass eine genaue Tiefenbeobachtung und strenge Führung eines Bohrregisters nicht gut zu erlangen war.

etwa 43 Meter fand sich das Bruchstück einer *Paludina diluviana* und zwischen 48 und 50 Meter Tiefe (46—48 Meter des Bohrloches III) wurde durch zahlreiche Schaalen dieser Süsswasserschnecke, die unter Berlin allmälig in dieser Tiefe als zusammenhängende Schicht sich erweisende, über 1 Meter mächtige Paludinenbank wiederum nachgewiesen. Das am Grunde des Diluviums als Kohlen-Geschiebemergel kurzweg von mir bezeichnete Gebilde ist eine vorwiegend oder doch zum grossen Theil aus zerstörtem Tertiär gebildete Grenzschicht, wie sie aus einer innigen Durchknetung des kalkfreien schwarzbraunen Kohlenletten mit den kalkhaltigen Granden und Sanden des Diluviums entstehen musste.

Die aus Kohlenletten, weissen Quarz- und durch milchige Chokoladenfarbe bis ins Tiefbraune gehenden Kohlensanden bestehende märkische Braunkohlenbildung von 56—88 Meter Tiefe muss nach früheren Ausführungen [1]) bereits dem Miocän zugesprochen werden, während die feinen Quarz- und Glimmersande ebenda bereits als der oberoligocäne Meeressand gekennzeichnet wurden [2]).

Eine Anzahl vom Bohrer völlig zerstossener und daher zwar nicht genauer bestimmbarer, doch aber in der charakteristischen, ursprünglichen Erhaltung der marinen tertiären Formen noch deutlich erkennbarer Schaalreste innerhalb des Septarienthones bewies, dass derselbe nicht überall, wenigstens nicht in allen seinen Schichten so versteinerungsarm, ja leer ist, wie er sich im Grossen und Ganzen in den Berliner Bohrungen gezeigt hat.

Die von 230 oder 237 Meter an folgenden glaukonitischen Sande und Sandstein-Bänkchen dürfen nach Analogie des Spandauer Bohrloches [3]), sowie des Moabiter (siehe unten), in welch' ersterem sie durch *Ostrea ventilabrum* gekennzeichnet wurden, wohl mit Recht auch hier bereits dem Unter-Oligocän zugerechnet werden. Innerhalb dieser Sandschichten und zwar nach Durch-

[1]) G. Berendt, »Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg.« Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. zu Berlin 1885, XXXVIII.

[2]) S. a. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII, 1886, S. 255.

[3]) a. a. O. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. und Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1880, XXXII, S. 821.

stossung eines jener Sandsteinbänkchen (nach der etwas unsicheren Angabe beim ersten Bohrloch (No. III) schon in ungefähr 232 Meter, nach dem Bohrregister der zweiten Bohrung (No. IV) nicht vor 237 Meter Tiefe) wurde sodann in beiden Fällen die im Bohrloche aufsteigende und zu Tage ausfliessende Soolquelle erreicht.

Die Soole selbst, von welcher ich s. Z. (1888) in der Januar-Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft, ebenso wie von der gesammten Gesteinsfolge Proben vorlegte, soll am Schlussabschnitt in Gemeinschaft mit den Ergebnissen der anderen Bohrungen näher besprochen werden. Ihr Gehalt an Kochsalz beträgt nach der dort gegebenen genauen Analyse 2,7 Procent Ihre Temperatur wurde durch Prof. H. Fresenius am 24. Januar 1888 bei einer Lufttemperatur von 5° C. oder 4° R. zu 15,2° C. oder 12,16° R. ermittelt.

2. Das Soolbohrloch der Soolquelle Bonifacius,

Berlin W., Lützowstrasse No. 74.

Bereits am 1. October 1888 erreichte die im Frühjahr genannten Jahres begonnene Bohrung in der Lützowstrasse die Tiefe von 249,5 Meter, musste jedoch einer Verstauchung der Röhrentour halber, nachdem schon vorher zu Tage tretende Soole nachgewiesen war, eingestellt werden. Erst eine zweite, in unmittelbarer Nähe niedergebrachte Bohrung gelang und liefert heute aus der Tiefe von 206 Meter, in welcher sie bei ausfliessender Soole schon eingestellt wurde, den Bedarf für die dort errichtete Zweig-Badeanstalt des Admiralsgartenbades.

Theils durch das bei allen Berliner Tiefbohrungen gegenwärtig angewandte Wasserspülverfahren, theils durch die wenig sachgemässe Art der Probeentnahme sind die einzelnen Gebirgsarten in den Proben so wenig kenntlich und charakteristisch, dass bei dem gleichzeitigen, völligen Fehlen organischer Reste die geognostische Altersbestimmung z. Th. nur durch Vergleich mit den anderen Berliner Bohrungen möglich wurde, z. Th. (von 212 bis 250 Meter) noch offen bleiben musste. Dennoch ergab sich auch auf Grund dieses mangelhaften, in Ermangelung eines besseren

immerhin werthvollen Materials, wie das folgende danach aufgestellte Bohrverzeichniss ergiebt, ein in Verbindung mit dem vorigen Bohrloch für die Lagerungsverhältnisse unter Berlin recht charakteristisches Bild.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin W., Lützowstrasse No. 74.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0—5	Thalsand	5	41,3	Diluvium	Bei 23—25 Meter mit Geröllen und Geschieben.
5—41,3	Spathsand u. Grand	36,3			
41,3—46,5	Braunkohlenletten	5,2	49,2	Miocäne Märkische Braunkohlen-Bildung	Sehr dunkel.
46,5—57,7	Kohlensand	11,2			
57,7—58	sehr sandiger Kohlenletten	0,3			Dunkel.
58—74,4	Kohlensand [1])	16,4			
74,4—80,2	Glimmersand	5,8			Im letzten Meter von Braunkohle dunkelfarbig.
80,2—90,55	Kohlensand u. Kies	10,3			
90,5—130	Glimmersande mit eingelagertem Letten- oder Thonbänkchen bei 115 Meter	39,5		Ober-Oligocän	Von 114,6—115,2 Meter Thonbänkchen. (Probe fehlt.)
130—206	Schwach kalkhaltige Thone mit eingelagerten Septarien (Septarienthon)	76		Mittel-Oligocän	Bei 148 und 175 bis 176 Meter zerstossene Septarie.
206—212	Glaukonit. Sand	6		Unt. Oligoc.	Fein.
212—249,5	Feinsandige z. Th. glimmerhaltige Thonmergel mit Schwefelkies- und Thon-Knollen	37,5		?	
		249,50			

[1]) Von 58—60 Meter grobkörnig. Bei 63 Meter feiner und glimmerhaltig. Von 66—68 Meter fein.

Der Umstand, dass die zweite Bohrung an dieser Stelle überhaupt nur bis 206 Meter hinabgeführt wurde und die Soole bereits aus dieser Tiefe bis zur Oberfläche steigt, wo sie frei ausfliesst, beweist deutlich, dass auch hier der, wie Bohrloch Spandau und Bohrloch Moabit (Paulstr. 6) bewiesen haben (siehe S. 354), unteroligocäne glaukonitische Sand von 206—212 Meter das die Soole führende Gebirgsmittel ist, innerhalb dessen sie durch das undurchlässige, an dieser Stelle 76 Meter, in Moabit 83 Meter, in der Friedrichstrasse No. 8 schon 90 Meter, im eigentlichen Admiralsgartenbade 94,5, in Spandau (a. a. O.) sogar 159,5 Meter mächtige mitteloligocäne Thonlager trotz ihres starken Druckes bisher zurückgehalten wurde.

Die, wie erwähnt, aus 206 Meter Tiefe aufsteigende und zu Tage ausfliessende Soole hat, wie die im Schlussabschnitt gegebene genaue Analyse zeigt, einen Kochsalzgehalt von 2,4 pCt. Die Temperatur derselben, am Auslauf gemessen, wurde am 13. Juni 1889 durch Prof. H. Fresenius zu 13,2° C. oder 10,56° R. festgestellt.

3. Das Soolbohrloch der Soolquelle Martha,
Berlin S., Friedrichstrasse No. 8.

Die in gleicher Weise wie die vorgenannten Bohrungen und wie auch alle folgenden nach dem Wasserspülverfahren ausgeführte Bohrung wurde am 3. März 1888 begonnen und am 2. October genannten Jahres in einer Tiefe von 250 Meter zu Ende geführt, nachdem schon in ungefähr 230 Meter Tiefe zuerst Soole zu Tage getreten war. Leider sind auch hier die schon in Folge der Wasserspülung schwer zu beurtheilenden Bohrproben von dem betreffenden Bohrmeister trotz persönlicher Unterweisung nicht nur recht mangelhaft gesammelt worden, sondern fehlen unterhalb 216 Meter gänzlich. Zwar ist man berechtigt, aus dem Aufsteigen der Soolquelle aus diesen Schichten, bei noch dazu ungefähr gleicher Tiefe wie im Admiralsgartenbade selbst, auch auf die gleichen unteroligocänen Sande wie in den übrigen Berliner Bohrungen und s. Z. auch in dem Spandauer Bohrloch (s. oben) zu schliessen. Allein es bleibt da-

hingestellt, ob der mitteloligocäne Septarienthon ebenfalls bis ungefähr 230 Meter Tiefe hinabreicht, oder schon mit 216 Meter endet. Dahingestellt bleibt daher auch die genaue Tiefe, aus welcher der Ausfluss der angeblich aus ungefähr 230 Meter zu Tage getretenen Soole stattfindet. Diese selbst, deren genauere Analyse sich im Schlussabschnitt findet, hat einen Kochsalzgehalt von 2,4 pCt. und zeigte am 12. Juni 1889 nach Ermittelung des Prof. Dr. H. Fresenius, am Auslauf gemessen, eine Temperatur von 15,6° C. oder 12,48° R.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin S., Friedrichstrasse No. 8.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0—9	Spath-Sand und Grand	9	126	Unteres Diluvium	
9—14,2	Geschiebemergel	5,2			Bei 44—45 Meter Bruchstücke von *Paludina diluviana* Kunth.
14,2—45	Spath-Sande und Grande	30,8			
45—47	Mergelsand	2			
47—126	Spath-Sande und Grande [1]	79			
126—216	Schwach kalkhaltige Thone (Septarienthon)	90		Mittel-Oligocän	
216—230	Thon oder Sand	14	34	? Unter-Oligocän	Proben fehlen.
230—250	Sande	20			

4. Das Soolbohrloch der Soolquelle Louise,
Berlin S., Oranienplatz (Louisenufer No. 22).

Im Mai 1888 begonnen, wurde die Bohrung am 30. October desselben Jahres nach schon etwas früher erfolgter Erschrotung zu Tage tretender Soole in einer Tiefe von 248 Meter

[1] Bei 74—76 Meter Gerölle und Geschiebe. Bei 110—112 Meter Glimmersand. Bei etwa 114 Meter Thonmergelbänkchen 0,5 Meter mächtig.

eingestellt. Die leider wie bei den beiden vorgenannten höchst dürftigen und seitens der Bohrarbeiter wenig sachgemäss entnommenen Bohrproben, welche nur für die oberen 100 Meter einigermaassen ausreichen, lassen sich doch durch Vergleich mit den einander ergänzenden Berliner Profilen, namentlich den besseren Proben aus den Bohrlöchern im Admiralsgartenbade selbst, zu dem folgenden Schichtenprofil deuten.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin O., Oranienplatz.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0—9	Thalsand [1]	9	116	Diluvial-Bildungen	Proben fehlen.
9—11	Spathsand und Grand	2			
11—20	Geschiebemergel	9			
20—48	Spathsand und Grand	28			Bei 30—35 und 44 bis 45 Meter *Paludina diluviana*.
48—60	Mergelsand	12			
60—62	Paludinen-Thonbank	2			Massiges Vorkommen v. *Paludina diluviana*.
62—88	Spathsand	26			
88—104	Thonmergel	16			
104—116	Spathsand und Grand	12			Mit eingelagerten Thonschichtchen.
116—140	? Glimmersande	24		? Ober-Oligocän	Proben fehlen.
140 210	Schwach kalkhaltiger Thon (Septarienthon)	70		Mittel-Oligocän	3 schlechte Proben.
210—228	Thoniger Glimmersand	18	38	? Unter-Oligocän	3 schlechte Proben.
228—236	Glimmersand	8			
236—248	Thoniger Glimmersand	12			
		248			

[1]) Aus der geologischen Karte von Berlin ersichtlich.

Da das Bohrloch nach der geologischen Karte von Berlin im Thalsand angesetzt wurde, konnte die Bestimmung der fehlenden Proben von 0—9 Meter mit einiger Sicherheit erfolgen. Wahrscheinlich reicht derselbe jedoch wie gewöhnlich nur bis zu einer Tiefe von 6—7 Meter, sodass der kalkige Spathsand des Unteren Diluvium wohl bereits in dieser Tiefe beginnt.

Die von 116—140 Meter fehlenden Proben dürfen nach Analogie der übrigen Berliner Bohrlöcher auf die feinen Quarz- bis Glimmersande des Ober-Oligocäns gedeutet werden, welche nicht nur diese Tiefenlage zu behaupten pflegen, sondern auch ihrer Feinheit halber bei Wasserspülung leicht fortgeführt und deshalb zu sammeln versäumt wurden.

Das Haufwerk von schwach kalkhaltigen Thonschüppchen der 3 dürftigen Proben aus 140—210 Meter Tiefe lässt nur auf Septarienthon schliessen, der fast in allen Berliner Bohrlöchern dieselbe Tiefenlage beobachtet.

Der mehr oder weniger thonige oder mit Thonschüppchen gemischte Glimmersand aus der Tiefe von 210—248 Meter kann dagegen sowohl einer Folge von Glimmersand mit Thonbänkchen angehören, als auch der Rest eines durch die Spülwasser der Bohrung verschlemmten, sehr sandigen Glimmerthones sein. Ersteres ist nach dem Ergebniss der anderen Berliner Bohrungen das wahrscheinlichere, weil das dem Septarienthon nach der Tiefe zu folgende Unteroligocän in diesen der Hauptsache nach aus z. Th. glaukonitischen Sanden besteht.

Die genauere Analyse der aus 210 Meter Tiefe zu Tage ausfliessenden Soole ist im Schlussabschnitte gegeben. Ihre Temperatur, am Ausfluss gemessen, wurde am 11. Juni 1889 durch Prof. Dr. H. Fresenius zu 15,0° C. oder 12° R. bestimmt.

5) Das Soolbohrloch der Soolquelle Paul I, Berlin NW. (Moabit), Paulstrasse No. 6.

Erst am 6. August 1888 begonnen, konnte die ohne störende Zwischenfälle von statten gegangene Bohrung in der Paulstrasse doch gleichzeitig mit der vorigen schon am 30. October beendet werden. Aus fast genau derselben Tiefe (211—215 Meter) trat hier eine Soole zu Tage, welche gegenwärtig, ebenso wie solches an

den vorbesprochenen Stellen geschieht, zu Badezwecken benutzt wird. Die Temperatur des Soolwassers, am Ausfluss gemessen, wurde am 12. Juni 1889 zu 14,2° C. oder 11,36° R. durch Prof. Dr. H. Fresenius ermittelt. Eine genaue Analyse findet sich im Schlussabschnitt.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin NW. (Moabit), Paulstrasse No. 6.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0 - 6	Spathsand	6	52	Diluvium	Zwischen 28 u. 38 Met. zahlreiche Schaalreste von *Paludina diluviana*. 38—50 Meter Gerölle und Geschiebe.
6—52	Spathsand und Grand	46			
52—54	Braunkohle	2	38	Märkische Braunkohlen-Bildung	
54—56	Quarzsand	2			
56—76	Kohlensande	20			Von 58—60 Meter sehr dunkel.
76—82	Kohlensand u. Kies	6			
82—88	Quarzsand u. Kies	6			Von 84—86 Meter sehr glimmerhaltig.
88—90	Formsand	2			
90—92	Feiner Quarz- bis Glimmersand	2	38	Ober-Oligocän	
92—94	(Probe fehlt)	2			
94—108	Glimmersand	14			
108—126	Kohlenglimmersand	18			
126—128	Glimmersand	2			Probe schon mit Thon gemengt.
128—130	Sehr sandiger Septarienthon	2	83	Mittel-Oligocän	
130—180	Septarienthon	50			
180—211	Desgl.	31			
211—214	Glaukonitischer Sand	3	4	Unter-Oligocän	Bei 24 Meter *Natica hantoniensis* (Pilk.)
214—215	Desgl. mit kleinen Lettenbänkchen	1			
			215		

Die gut erhaltene Schaale von *Natica hantoniensis* Pilk. bei 214 Meter Tiefe ist von um so grösserem Werthe, als sie nicht nur, zusammen mit den im Spandauer Bohrloch s. Z. in denselben glaukonitischen Sanden gefundenen zahlreichen Schaalen von *Ostrea ventilabrum*, die Zuweisung dieser Sande zum Unter-Oligocän ausser Zweifel setzt, sondern auch für Berlin bis jetzt der einzige Schaalrest aus diesen Sanden ist.

6) Das Soolbohrloch der Soolquelle »Kaiserin Victoria«, Berlin C., Alexanderplatz 3.

Obgleich das Bohrloch eins der ersten der nach Erschrotung der Soole im Admiralsgartenbade in Angriff genommenen war (im Januar 1888 begonnen), wurde dasselbe doch durch technische Hindernisse länger als vorauszusehen verzögert, zumal man sich nicht bei Erbohrung einer schon am 4. Juni 1888 aus 214 Meter zu Tage tretenden Soole begnügte. Dieselbe floss zwar reichlicher als im Admiralsgartenbade selbst, zeigte dafür aber einen geringeren Procentgehalt als jene, so dass der Hinzutritt von Süsswasserzuflüssen angenommen werden muss. Die bis 236 Meter fortgesetzte Bohrung änderte hieran nichts und wurde man durch technische Schwierigkeiten endlich zur Einstellung genöthigt.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin C., Alexanderplatz 3.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0—4	Aufgefüllter Boden	4	6	Alluvium	
4—6	Flusssand	2			
6—16	Spathsand und Grand	10	34	Unteres Diluvium	
16—27	Spathsand	11			
27—29	Spathsand und Grand	2			
29—40	Spathsand	11			Bei 34 — 36 Meter Schaalreste von *Paludina diluviana.*

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
40—50	Glimmereicher Kohlensand	10		Märkische Braunkohlen-Bildung (Miocän)	Schlechte Proben, meist Anhäufungen von Glimmer.
50—52	Kohlenglimmersand bis Formsand	2	44		
52—58	Kohlenletten	6			
58—60	Braunkohle	2			
60—66	Kohlenletten	6			Kohle sandig, mulmig.
66—70	Braunkohle	4			
70—74	Kohlensand	4			
74—76	Braunkohle	2			
76—78	Kohlensand	2			
78—82	Glimmersand	4			
82—84	Quarzsand	2			
84—134,5	Feiner Quarz- bis Glimmersand	50,5		Ober-Oligocän	
134,5—208	Septarienthon	73,5	79,5	Mittel-Oligocän	
208—214	Desgl. mit viel Septarien	6			
214—218	Quarzsand	4	22	Unter-Oligocän	Bei 214 Meter Soole zu Tage tretend.
218—236	Glimmersand (dunkel)	18			

Für die Bestimmung der Quarz- und Glimmersande als Unter-Oligocän spricht allerdings nichts weiter als die gleiche Lage unter dem mitteloligocänen Septarienthon und die gleiche Soolführung wie in den übrigen Berliner Bohrlöchern.

Der Septarienthon zeigt hier ähnlich dem Bohrloch am Oranienplatz (70 Meter) und in der Lützowstrasse (76 Meter) verhältnissmässig geringe Mächtigkeit (79,5 Meter) und nächst der Lützowstrasse, wo die unteroligocänen Sande bei 206 Meter erreicht sind, das höchste Emportreten der letzteren.

7) Das Soolbohrloch der Soolquelle Marie,
Berlin N., Wedding, Reinickendorferstrasse No. 2a.

Das Bohrloch auf dem Wedding, gegenüber der Dankeskirche, auf dem zur Reinickendorferstrasse gehörigen Grundstück No. 2a wurde zwar schon im Juli 1888 begonnen, hatte auch bereits am 18. September gen. Jahres in 225 Meter Tiefe ausfliessende Soole erschroten, wurde aber, um wenn möglich einen stärkeren Ausfluss der Soole zu erzielen, mit Unterbrechungen bis in's Frühjahr 1889 fortgesetzt und hatte bis dahin eine Tiefe von 306 Meter erreicht.

Schichten-Verzeichniss
des Bohrloches Berlin N., Wedding.

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
0—1	Aufschüttung	1	6	Oberes Diluvium	Bei 2—3 Meter durch Eisenoxydhydrat rostgelb gefärbt.
1—6	Thalsand	5			
6—18	Spathsand	12	44	Unteres Diluvium	Von 23—32 Meter Gerölle und Geschiebe.
18—30	Spathgrand und Sand	12			
30—30,2	Thonmergel (glimmerhaltig)	0,2			
30,2—48	Spathsand	17,8			
48—50	Thonmergel	2			
50—54	S. sand. Kohlenletten	4	9	Grenz-Bildung	50—56 Meter ist vom Diluvialeise aufgeschrammtes Braunkohlengebirge.
54—56	Kohlensand	2			
56—59	Spathgrand und Sand	3			
59—68	Kohlensand	9	30	Märkische Braunkohlen-Bildung	
68—72	Feiner Quarzsand und Quarzkies	4			Glimmerhaltig.
72—81	Glimmersand	9			76—81 Meter unrein.
81—82	Quarzsand	1			
82—83	Glimmersand	1			Sehr dunkel.
83—83,6	Kohlenletten	0,6			
83,6—89	Quarzkies	5,4			

Tiefe in Metern	Gebirgsart	Mächtigkeit in Metern		Formation	Bemerkungen
89—96	Feiner Quarz- bis Glimmersand	7	42	Ober-Oligocän	
96—124	Glimmersand	28			
124—124,3	Desgl. dunkel	0,3			Mit Schwefelkies.
124,3—131	Glimmersand	6,7			
131—224,5	Schwach kalkhaltiger Thon (Septarienthon)	93,5		Mittel-Oligocän	
224,5—229	Quarzsand	4,5	10,5	?	Aus 229—235 Meter nur Schwefelkiesknollen als Probe erhalten. Bei 235 Meter Braunkohlenholz.
229—235	Wahrscheinlich desgl.	6			
235—285	Hellgrauer feinsandiger Thon	50	71	?	
285—289	Schieferthon grau	4			
289—293	Hellgrauer feinsandiger Thon	4			
293—297	Schieferthon	4			
297—300	Braungrauer schwachkalkhaltiger Thon	3			
300—304	Hellgrauer etwas sandiger Thon	4			
304—306	Braungrauer Thon	2			

Ob die hellgrauen Thone und Schieferthone aus 235 bis 306 Meter Tiefe wirklich, wie es den Anschein hat, bereits älteres als Tertiärgebirge sind, oder ob dieselben ebenfalls noch zum mitteloligocänen Septarienthon zu rechnen sein sollten, muss vor der Hand dahingestellt bleiben, da mit unbewaffnetem Auge sichtbare organische Reste bis jetzt nicht in denselben gefunden wurden. Eine mikroskopische Untersuchung ist im Gange. Leider bleibt auch unaufgeklärt, ob die mit den hellgrauen feinsandigen Thonen dieser Schichtenfolge den Bohrproben nach wechsellagernden

Schieferthonen wirklich eine solche Wechsellagerung begründen oder ob nur willkürlich aus den betreffenden Tiefen die von den Bohrwassern noch einigermaassen ungestört gebliebenen, härteren Schichtentheile, aus den übrigen Tiefen die aufgeschlemmten Thontheile als Probe aufbewahrt wurden.

Je nach dem hoffentlich noch zu gewinnenden Urtheil über das Alter dieser Thon- und Schieferthonfolge wird sich auch die Zuweisung der Quarzsande aus 224,5—235 Meter sodann ergeben. Ob dieselben, wie nach der mit den übrigen Berliner Bohrlöchern völlig gleichen Höhenlage und der Soolführung angenommen werden darf, das Unter-Oligocän vertreten oder — was bisher in keinem der märkischen Bohrlöcher beobachtet wurde, nur eine Einlagerung im Septarienthone bilden.

Eine genauere chemische Analyse der aus der Tiefe von 224,5 Meter zu Tage ausfliessenden Soole ist zur Zeit noch nicht vorhanden.

Ueberblick der Berliner Soolbohrlöcher.

Ueberblicken wir nunmehr die Ergebnisse sämmtlicher 7 bisher tiefsten Berliner Bohrungen, so geben sie uns in ihrer Gesammtheit ein so klares, trotz verschiedener Mängel oder Lücken in den Proben sich nirgends widersprechendes Bild des tieferen Untergrundes von Berlin, wie es in solcher Regelmässigkeit kaum erwartet werden konnte.

Stehen doch die verschiedenen Bohrlöcher zwischen 2 und beinahe 5 Kilometer von einander entfernt und dürfen die Ergebnisse derselben doch sogar auch mit dem an 2 deutsche Meilen entfernten Spandauer Tiefbohrloch als völlig übereinstimmend bezeichnet werden (s. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. a. a. O., S. 15).

Abweichend erscheint in diesem letztgenannten Bohrloch nur die weit grössere Mächtigkeit des mitteloligocänen Septarienthones (160 gegen 70—100 Meter) einerseits und die Ausbildung des zu ihm gehörigen mitteloligocänen Stettiner Sandes, von welchem unter Berlin bisher nur in dem Bohrloch auf dem Hamburger Bahnhof (s. wie oben S. 14) sich eine geringe Spur als Fortsetzung

Uebersicht der Berliner Soolbohrungen.

Durchsunkene Bildungen	SW. Lützowstr. No. 74		NW. Paulstr. No. 6		NW. Friedrichstr. No. 102		N. Wedding		C. Alexanderplatz No. 3		SO. Luisenufer[2] No. 22		S. Friedrichstr. No. 8	
	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.	Tiefe	Mächtigk.
Alluvium und Diluvium	0 — 41,25	41,25	0 — 52	52	0 — 50,5	50,5	0 — 50	50	0 — 40	40	0 — 116	116	0 — 126	126
Märkische Braunkohlen-Bildung (Miocän)	41,25 — 99,55	49,3	52 — 90	38	50,5 — 93	42,5	50 — 89	89[1]	40 — 84	44	fehlt		fehlt	
Ober-Oligocän (Glimmersand)	90,55 — 130	39,45	90 — 128	38	93 — 137	44	89 — 131	42	84 — 134,5	50,5	116 — 140	24	fehlt	
Mittel-Oligocän (Septarienthon)	130 — 206	76	128 — 211	83	137 — 237	100	131 — 224,5	93,5	134,5 — 214	79,5	140 — 210	70	126 — 216	90
Unter-Oligocän (Quarzsand)	206 — 212	6	211 — 215	4	237 — 256	19	224,5 — 235	10,5	214 — 236	22	210 — 248	38	216 — 250	34
Noch unbestimmt	212 — 249,5	37,5					235 — 306	71						

[1] 9 Meter Grenzbildung. [2] Oranienplatz.

zeigte. Dagegen lässt sich sogar eine in dem Spandauer Bohrloch s. Z. recht auffällige, besonders tiefe Auswaschung durch die diluvialen Gewässer deutlich auch unter Berlin in ihrer Fortsetzung erkennen. Während nämlich in den übrigen Berliner Bohrlöchern bereits bei 40—52 Meter Tiefe die märkische Braunkohlenbildung angetroffen wurde, geht die diluviale Auswaschung in den beiden im Süden und Südosten Berlins gelegenen Bohrlöchern Friedrichstrasse No. 8 und Luisenufer No. 22 bis 116 bezw. 126 Meter, also auf fast das Dreifache hinab und hat im ersteren Falle die gesammte Braunkohlenbildung, im letzteren ausserdem auch noch den oberoligocänen Meeressand völlig zerstört, grade so wie solches in dem Spandauer Bohrloch bei einer Auswaschung bis zu 120 Meter Tiefe mit der Braunkohlenbildung der Fall gewesen ist.

Im übrigen springt ohne Zweifel grade in erster Reihe die fast horizontale Lagerung und im Zusammenhange damit die verhältnissmässig grosse Uebereinstimmung in der Mächtigkeit der entsprechenden Formationsglieder in die Augen. Schwankt doch die Mächtigkeit der Braunkohlenbildung (s. d. Tabelle) nur zwischen 38 und 49 Meter; diejenige des oberoligocänen Meeressandes zwischen 38[1]) und 50 Meter. Etwas grösser ist die Schwankung bereits im Mittel-Oligocän, bewegt sich aber auch hier immer noch in den Grenzen von 70—100 Meter, während man über die Mächtigkeit des Unter-Oligocän um deswillen kein Urtheil hat, weil in 4 Bohrlöchern die Bohrung innerhalb desselben eingestellt wurde.

Fast noch grösser ist die erwähnte Horizontalität der Lagerung, welche sich in Anbetracht dessen, dass die Ansatzpunkte sämmtlicher Bohrungen ungefähr die gleiche Höhe, diejenige der alten Thalsohle, innehalten, ebenfalls aus der Uebersichtstabelle unmittelbar ablesen lässt. So bewegt sich die untere Grenze des mitteloligocänen Septarienthones, trotz der erwähnten grössten Schwankung seiner Mächtigkeit nur zwischen 206 und 237 Meter;

[1]) Die nur 24 Meter betragende Mächtigkeit im Bohrloch Oranienplatz kommt auf Rechnung der oben erwähnten diluvialen Auswaschung, durch welche die Braunkohlenbildung hier sogar gänzlich zerstört wurde.

diejenige des oberoligocänen Meeressandes zwischen 128 und 140 und diejenige des Miocän zwischen 84 und 93 Meter unter Oberfläche.

Auch die untere Grenze des Diluviums zeigt, wenn man die erwähnte, mit zweien der Bohrlöcher getroffene Auswaschung zunächst ausser Betracht lässt, nur Schwankungen zwischen 40 und 52 Meter unter Oberfläche. Aus diesem Grunde nehme ich auch Anstand, die im Uebrigen durch Verbindung der entsprechenden Punkte zwischen den verschiedenen Bohrlöchern leicht herzustellenden Profile auszuzeichnen; glaube vielmehr annehmen zu dürfen, dass die Grenze auch zwischen Diluvium und Tertiär der Hauptsache nach horizontal verläuft und nur eine mehr oder weniger schmale, wie die Zahlen zeigen, fast dreifach tiefe Auswaschungsrinne von den beiden genannten Bohrlöchern getroffen worden ist.

Wenn somit schon früher auf Grund der gesammten Lagerungsverhältnisse der Berliner Gegend meinerseits angenommen werden musste, dass das Berliner Hauptthal mit seiner Entstehung bis in's Unter-Diluvium zurückgreift, so würde nunmehr geradezu Grund vorliegen zu der Annahme einer flussbettartigen schon in die tertiäre Unterlage eingeschnittenen Rinne in der Richtung Berlin — Spandau, d. h. in der Richtung des Berliner Hauptthales. Ja es fehlt auch nicht an Andeutungen, dass diese Rinne wiederum keine einfach gradlinige, sondern ganz entsprechend den Windungen eines wirklichen Flusses eine mehr oder weniger schlangenförmig gewundene gewesen. Dafür spricht wenigstens der Umstand, dass das in der Thalrichtung einigermaassen gradlinig unterhalb der in Rede stehenden beiden Bohrlöcher Luisenufer No. 22 (Oranienplatz) und Friedrichstrasse 8 (nahe Belleallianceplatz) gelegene Bohrloch Lützowstrasse nichts von einer Rinne erkennen lässt, während sich eine Andeutung der Nähe einer grösseren Tiefe vielleicht eher aus dem Bohrloch im Generalstabsgebäude erkennen lässt, wo die Mächtigkeit des Diluviums plötzlich von 50 auf beinahe 80 Meter anwächst.

Die Soole der Berliner Tiefbohrlöcher.

Es erübrigt zum Schluss wohl noch ein Wort über die Soole selbst, welche die eigentliche Veranlassung zur Absinkung sämmtlicher Bohrlöcher und damit zur völligen Klarlegung der tieferen Untergrundsverhältnisse Berlins gewesen ist. An sämmtlichen der genannten Punkte ist sie, wie erwähnt, aus unteroligocänen Schichten bis zu Tage steigend getroffen und zu Badezwecken in ebenso vielen Zweiganstalten des Admiralsgartenbades nutzbar gemacht worden.

Geheimer Hofrath Professor Dr. R. FRESENIUS in Wiesbaden hat unter Mitwirkung seines Sohnes, des Professor Dr. H. FRESENIUS den grösseren Theil der mit besonderen Namen belegten Soolquellen der eingehendsten Untersuchung unterzogen und die betreffenden chemischen Analysen in ebenso vielen besonderen Heften[1]) der Oeffentlichkeit übergeben. Nach den Schlussergebnissen dieser Analysen ist die folgende Tabelle zusammengestellt.

Aus der tabellarischen Uebersicht der in den verschiedenen Berliner Soolquellen nachgewiesenen festen Bestandtheile ergiebt sich sofort, dass gegenüber der Admiralsgartenbad-Quelle sämmtliche von den verschiedenen Zweiganstalten in Gebrauch genommenen Soolquellen zwar etwas ärmer an Kochsalz und an gelösten Bestandtheilen überhaupt sind, dass sie derselben jedoch besonders hinsichtlich des Gehaltes an werthvollen Nebenbestandtheilen, wie sie für Heilzwecke gerade Ausschlag gebend, sehr ähnlich sind. Ihrer gemeinsamen Entstehung aus der Auslaugung eines und desselben unterirdischen Steinsalzlagers dürfte kaum das doch immerhin geringe Schwanken des Verhältnisses der einzelnen Bestandtheile zu einander widersprechen. Dieses Schwanken dürfte vielmehr demjenigen in den verschiedenen Theilen des Salzlagers selbst entsprechen. Sämmtliche Berliner Soolquellen erscheinen in gewissem Grade nur als eine, durch mehr oder weniger Beimengung süsser Wasser abgestufte und je nach ihrem Ursprunge vorwiegend aus dem einen oder anderen Theile des

---

[1]) Wiesbaden in C. W. Kreidel's Verlag 1888, 1889 und 1890.

Uebersicht der Zusammensetzung der Berliner Soolquellen.

Die kohlensauren Salze sind als wasserfreie Bikarbonate und sämmtliche Salze ohne Krystallwasser berechnet.

Bestandtheile	Soolquelle im Admiralsgarten-bad	Soolquelle Martha Friedrichstr. 8	Soolquelle Bonifacius Lützowstr. 74	Soolquelle Louise Oranienplatz	Soolquelle Paul I Moabit
	In 1000 Gewichtstheilen Wasser sind enthalten:				
Chlornatrium	26,715139	24,362124	24,005775	23,651591	23,133162
Chlorkalium	0,139062	0,084483	0,081481	0,073206	0,076834
Chlorlithium	0,002197	0,001507	0,001537	0,001053	0,001446
Chlorammonium	0,018855	0,004513	0,018025	0,019042	0,009941
Chlorcalcium	0,520697	0,428581	0,087768	0,353588	0,390089
Chlormagnesium	0,644199	0,644341	0,683336	0,599272	0,603809
Bromnatrium	0,020943	0,019947	0,015520	0,018163	0,013527
Jodnatrium	0,000598	0,000597	0,000545	0,000572	0,000662
Schwefelsaurer Kalk	0,297493	0,364122	0,939021	0,375513	0,397792
» » Strontian	0,037129	0,026287	0,022477	0,028330	0,034720
» » Baryt	geringe Spur	—	—	—	—
Doppelt kohlensaure Magnesia	0,374173	0,333545	0,295846	0,329638	0,329501
» » Eisenoxydul	0,011168	0,006935	0,014640	0,008698	0,010872
» » Manganoxydul	0,000221	0,000563	0,000086	0,000456	0,000448
Phosphorsaure Thonerde	0,000107	0,000179	0,000160	0,000152	0,000216
Kieselsaure Thonerde	0,002173	0,000742	0,000525	0,000989	0,000940
Borsaurer Kalk	0,005807	0,009873	0,011333	0,007627	0,007135
Kieselsäure	0,013925	0,030178	0,016535	0,018569	0,017759
Summe	28,803886	26,318847	26,194610	25,486459	25,028853
Kohlensäure, völlig freie	0,014010	0,026079	0,008790	0,001846	0,021796
Summe aller Bestandtheile	28,817896	26,344926	26,203400	25,488305	25,050649

Salzlagers an sich schon in etwas verschiedene Salzlösung. Im grossen Ganzen geht aber doch aus den vorliegenden Zahlen hervor, dass mit dem geringeren Gehalt an Chlornatrium selbst auch der Gehalt an den übrigen Bestandtheilen abnimmt.

Um hervortreten zu lassen, in welchen Fällen wirkliche Abweichungen nach der anderen Seite hin stattfinden, sind die betreffenden Zahlen durch fetteren Druck hervorgehoben. Es sind im Ganzen 35 unter 100. Dabei stellt sich die grösste Zahl der Abweichungen bei den Soolquellen Bonifacius und Paul I (11 bezw. 10 unter 20), sowie die eigenthümliche Thatsache heraus, dass mit abnehmendem Kochsalzgehalt (Chlornatrium) der entsprechende Gypsgehalt (schwefelsaurer Kalk) steigt[1]), die Admiralsgartenbadquelle somit gerade den niedrigsten Gypsgehalt besitzt.

Es scheint daraus hervorzugehen, dass auch die hinzugetretenen süssen Wasser aus der Nachbarschaft des Salzlagers stammen, wo sie sich in dem dasselbe begleitenden Gyps mit schwefelsaurer Kalklösung beladen konnten und demgemäss dann je nach der Menge ihres Hinzutretens zur Salzlösung den Gehalt an schwefelsaurem Kalk erhöhen mussten. In 3 Fällen, beim Manganoxydul, borsauren Kalk und der Kieselsäure, zeigt die Admiralsgartenbadquelle ebenfalls den geringsten Gehalt, während im übrigen jedoch die Abstufung in der im Allgemeinen hervorgehobenen Weise stattfindet.

Diese Abstufung sowie die enge Zusammengehörigkeit sämmtlicher Berliner Soolquellen ergiebt sich noch klarer aus den nachfolgenden, ebenfalls nach den Fresenius'schen Angaben gemachten Zusammenstellungen, deren Hauptzweck ist, zu zeigen, welche Stellung die Berliner Soole hinsichtlich der für Heilzwecke besonders in Betracht kommenden Bestandtheile unter andern Soolquellen ähnlichen Charakters einnimmt.

---

[1]) In einem Falle (Quelle Bonifacius) sogar ganz ausnahmsweise.

Vergleichung des Gehaltes an Chlornatrium.

	In 1000 Theilen
Pyrmont	32,00
Rehme	31,25
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel)	29,29
Admiralsgartenbadquelle	26,71
Artern	24,49
Quelle »Martha«	24,36
Quelle »Bonifacius«	24,00
Hall (in Würtemberg)	23,80
Quelle »Louise«	23,65
Quelle »Paul I«	23,13
Nauheim (grosser Sprudel)	21,82
Kolberg (Wilhelmsquelle)	21,08
Nauheim (kleiner Sprudel)	17,14
Kreuznach (Oranienquelle)	14,15
Kreuznach (Elisenquelle)	9,49
Dürkheim (Bleichbrunnen)	9,25
Münster am Stein	7,00

Vergleichung des Gehaltes an Chlormagnesium.

	In 1000 Theilen
Pyrmont	1,336
Rehme	1,172
Quelle Bonifacius	0,683
Quelle »Martha[1])	0,644
Kolberg (Wilhelmsquelle)	0,631
Artern	0,610
Quelle »Paul I«	0,604
Quelle »Louise«	0,599
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel)	0,526
Nauheim (grosser Sprudel)	0,440
Nauheim (kleiner Sprudel)	0,368
Dürkheim (Bleichbrunnen)	0,235
Münster am Stein	0,168
Kreuznach (Elisenquelle)	0,033
Hall (in Würtemberg)	0,032
Kreuznach (Oranienquelle)	—

[1]) Bei der Admiralsgartenbadquelle ist Chlorcalcium und Chlormagnesium nicht getrennt worden und beträgt in Summa 1,16 Theile, mithin etwas mehr als die Summe bei Quelle Martha, welche 1,073 beträgt.

Vergleichung des Gehaltes an Chlorcalcium.

	In 1000 Theilen
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel) . . .	3,325
Kreuznach (Oranienquelle)	2,960
Dürkheim (Bleichbrunnen)	1,942
Kreuznach (Elisenquelle)	1,727
Nauheim (grosser Sprudel)	1,700
Kolberg (Wilhelmsquelle)	1,561
Nauheim (kleiner Sprudel)	1,260
Münster am Stein	1,216
Quelle »Martha« [1])	0,429
Quelle »Paul I«	0,390
Quelle »Louise«	0,354
Quelle »Bonifacius»	0,088
Artern	—
Hall (in Würtemberg)	—
Rehme	—
Pyrmont	—

[1]) Siehe vorige Anmerkung.

Vergleichung des Gehaltes an Bromnatrium [1]).

	In 1000 Theilen
Kreuznach (Oranienquelle)	0,259
Münster am Stein	0,075
Kolberg (Wilhelmsquelle)	0,050
Kreuznach (Elisenquelle)	0,045
Admiralsgartenbadquelle	0,021
Dürkheim (Bleichbrunnen)	0,020
Quelle »Martha«	0,020
Quelle »Louise«	0,018
Quelle »Bonifacius«	0,016
Quelle »Paul I«	0,013
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel)	0,009
Nauheim (grosser Sprudel)	0,007
Nauheim (kleiner Sprudel)	0,005
Rehme	0,001
Artern	—
Hall (in Würtemberg)	—
Pyrmont	—

[1]) Bei den Soolquellen, in deren Analysen das Brom als Brommagnesium aufgeführt ist, wurde auf Bromnatrium umgerechnet.

Vergleichung des Gehaltes an Jodnatrium [1].

	In 1000 Theilen
Dürkheim (Bleichbrunnen)	0,001900
Kreuznach (Oranienquelle)	0,001500
Kolberg (Wilhelmsquelle)	0.000879
Quelle »Paul I«	0,000662
Admiralsgartenbadquelle . . .	0,0006
Quelle »Martha«	0,000597
Quelle »Louise«	0,000572
Quelle »Bonifacius«	0,000545
Kreuznach (Elisenquelle)	0,000420
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel) . .	Spur
Nauheim (grosser Sprudel)	—
Nauheim (kleiner Sprudel)	—
Münster am Stein	nicht bestimmt
Artern	—
Hall (in Würtemberg)	—
Pyrmont	—
Rehme	—

[1]) Bei den Soolquellen, in deren Analysen das Jod als Jodmagnesium berechnet worden ist, hat eine Umrechnung auf Jodnatrium des Vergleichs halber stattgefunden.

Vergleichung des Gehaltes an schwefelsaurem Kalk.

	In 1000 Theilen
Pyrmont	5,406
Artern	4,290
Hall (in Würtemberg)	4,100
Rehme	2,950
Quelle »Bonifacius«	0,939
Quelle »Paul I«	0,398
Quelle »Louise«	0,376
Quelle »Martha«	0,364
Kolberg (Wilhelmsquelle)	0,156
Admiralsgartenbadquelle	0,297
Nauheim (Friedr. Wilh. Sprudel)	0,035
Nauheim (grosser Sprudel)	0,035
Dürkheim (Bleichbrunnen)	0,032
Nauheim (kleiner Sprudel)	0,019
Kreuznach (Elisenquelle)	—
Kreuznach (Oranienquelle)	—
Münster am Stein	—

Man ersieht aus diesen Zusammenstellungen sofort, dass die Berliner Soolquellen hinsichts der für Heilzwecke besonders in Betracht kommenden Bestandtheile den Quellen von Nauheim, Kreuznach und Kolberg am nächsten stehen und lautet daher auch das Urtheil des genannten, auf diesem Gebiete maassgebensten Chemikers (a. a. O.) betreffs der 5 von ihm untersuchten Berliner Soolquellen, dass sie »insbesondere den berühmten Quellen von Nauheim und Kreuznach in vieler Hinsicht ähnlich« sind.

Sämmtliche Berliner Soolquellen gehören ausserdem zu denjenigen, welche sich vermöge ihres mittleren Kochsalzgehaltes, 2—2½ pCt. (Admiralsgartenbadquelle 2,7 pCt.), nach der Ansicht maassgebender Balneologen direct und somit am meisten zu Soolbädern eignen [1]).

[1]) Vergl. R. Fresenius, Chem. Analyse der Wilhelmsquelle im »neuen Soolbade« zu Kolberg. Wiesbaden, C. W. Kreidel's Verlag, 1882, S. 3 u. 4.



Abhandlungen

von

ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt
stehenden Personen.

Die Tiefenverhältnisse der Masurischen Seen.

Von Herrn **W. Ule** in Halle a. S.

(Hierzu Tafel VI—X.)

Von jeher ist das norddeutsche Tiefland wegen der Mannigfaltigkeit seiner Oberflächenformen und der Buntheit seines Gesteinsmaterials der Gegenstand wissenschaftlicher Forschung gewesen. Kaum ein zweites Gebiet der Erde hat soviel zur Aufstellung von Hypothesen und Theorien Veranlassung gegeben als der nördliche Theil unserer deutschen Heimath. Bald erblickte man in den Ablagerungen des norddeutschen Bodens den Absatz einer von Norden her katastrophenartig hereingebrochenen Fluth, bald galten die erratischen Blöcke als Zeugen einstiger vulkanischer Thätigkeit, bald wieder erschien das Land als der Boden eines mächtigen Meeres, bedeckt mit zahlreichem Treibeis, und heute glaubt man in der mannigfaltigen Bodengestalt die Wirkungen eines von Skandinavien bis zur mitteldeutschen Gebirgsschwelle sich erstreckenden Gletschers zu erkennen, eine Annahme, für deren Richtigkeit die Beweise dank den unermüdlichen Forschungen der Gelehrten sich so gehäuft haben, dass man die diluviale Vereisung Norddeutschlands geradezu als eine geologische Thatsache zu betrachten wagt. Gleichwohl dürfen wir uns nicht verhehlen, dass wir auch gegenwärtig noch nicht am Ende der Untersuchung stehen. Noch ist der norddeutsche Boden nicht in allen seinen Theilen hinreichend erforscht; noch sind in demselben Entdeckungen

möglich, welche alle bisher aufgestellten Ansichten über die Entstehung dieses Landes zu erschüttern im Stande sein können. Zur Vollendung dieses grossen wissenschaftlichen Bauwerkes bedarf es noch reichlicher Thätigkeit und mühevoller Arbeit.

Eine der auffallendsten Erscheinungen des norddeutschen Flachlandes ist unstreitig das massenhafte Vorkommen von Seen und seenartigen Flüssen. Wie schon auf der Karte die blauen Flecke die Aufmerksamkeit auf sich ziehen, so vermögen noch weit mehr die reizenden Wasserbecken das Auge des Wanderers zu fesseln, und der in diesen Landen reisende Forscher wird bei dem Anblick dieser Naturerscheinungen sich eines tieferen Eindrucks nicht erwehren können. Ganz von selbst wird sich in ihm mächtig der Drang nach einer wissenschaftlichen Erklärung dieses Phänomens rege machen. Gerade diesem Umstand ist es vielleicht zuzuschreiben, dass wir über die Entstehung der norddeutschen Seen noch weit mehr Theorien besitzen als über den Aufbau des Landes selbst. Mit jedem Jahre mehren sich die Ansichten über die Ursachen der Seenbildung und man kann wohl sagen, dass mit jedem neuen Forscher, der in das baltische Seengebiet hineingezogen ist, auch eine neue Theorie entstanden ist. Auch hier stehen wir noch keineswegs am Ende der Forschung. Dass uns immer wieder neue Ansichten gebracht werden, beweist ja eben, wie wenig die bisherigen ausreichend gewesen sind für das gesammte Seenphänomen im norddeutschen Flachlande. Es fehlt zur Zeit auch hier noch an grundlegendem Material. Man sollte nicht zu frühzeitig diese Naturerscheinung erklären wollen; erst wenn das ganze Seengebiet hinreichend durchforscht ist, kann man an die Aufstellung einer allgemeinen Theorie herantreten.

Zwei Punkte sind es, welche in erster Linie innerhalb des ganzen Bereiches der norddeutschen Seen festgestellt werden müssen: der geologische Aufbau des Bodens und die orographischen Verhältnisse der Erdoberfläche. Durch die im Auftrag der Regierung in's Werk gesetzte kartographische und geologische Landesaufnahme sehen wir mehr und mehr der Erledigung dieser beiden Fragen entgegen. Indessen gehört in das Bereich dieser

Aufnahme bisher nicht die Bestimmung der Tiefenverhältnisse der Seen hinein. Auf den Preussischen Messtischblättern finden wir nur allgemeine Angaben über die Tiefen der Wasserbecken, welche uns aber in die Bodenform der Seen keinen Einblick gestatten. Und doch ist gerade ein solcher von ausserordentlichem Werthe. Erst die Kenntniss der Oberflächengestalt unter dem Seespiegel ermöglicht uns in vielen Fällen, eine zutreffende Erklärung über die Entstehung der Seen zu geben. Es genügt hier keineswegs die Auslothung an einzelnen willkürlich gewählten Stellen, sondern die Hinzuziehung der Tiefenverhältnisse der Seen zu einer Erklärung der Entstehung derselben darf erst geschehen, wenn der Verlauf der Isohypsen in derselben Weise wie auf dem Lande oberhalb des Seespiegels festgestellt ist. In jüngster Zeit hat man die Nothwendigkeit solcher Tiefenkarten der Seen auch mehr und mehr anerkannt. Besonders hervorzuheben sind für unser Gebiet die vortrefflichen orographischen Karten einiger Mecklenburger Seen, welche Geinitz jüngst veröffentlicht hat [1]).

In der Absicht, nach dieser Richtung hin ebenfalls einen Beitrag zur Lösung der so anziehenden baltischen Seenfrage zu liefern, hat sich der Verfasser im August des Jahres 1888 nach dem durch zahlreiche Seen besonders ausgezeichneten Masurenland begeben, um daselbst durch möglichst sorgfältige Messungen die Tiefenverhältnisse einiger jener Wasserbecken festzustellen.

Bevor wir nun zur Besprechung der Ergebnisse dieser Untersuchungen selbst übergehen, möge uns erst eine kurze

Physikalische Skizze des Masurenlandes

mit dem in Rede stehenden Gebiete näher bekannt machen.

Unter Masuren begreift man gemeinhin den südlichen Theil der Provinz Ost-Preussen. Eine genaue Umgrenzung dieser Landschaft, für welche der Name »Masuren« erst in verhältniss-

[1]) F. E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flussläufe Mecklenburgs. Güstrow, 1886.

mässig neuer Zeit in Gebrauch gekommen ist, lässt sich nicht geben[1]).

Orographisch ist Masuren ein Theil der grossen längs der Südküste der Ostsee sich hinziehenden baltischen Seenplatte, welche gerade hier ihre höchste Erhebung zeigt. Nachdem dieser norddeutsche Höhenzug in dem heute von der Weichsel durchflossenen Thale eine tiefe Einsenkung erfahren hat, erhebt er sich als preussische Seenplatte oder auch als Masurischer Landrücken in erzgebirgischer Streichrichtung, also parallel zu dem pommerschen Höhenzug, bis zu einer mittleren Höhe von etwa 200 Metern. In dem Kernsdorfer Berge steigt das Land sogar bis zu 313 Metern an und auch in dem Goldapper Hochland überragt der Seesker Berg noch um 109 Meter die mittlere Erhebung Masurens. Doch nicht in überall gleicher Höhe durchzieht die Gebirgsschwelle das Land; an mehreren Stellen erfährt dieselbe bedeutende Einsenkungen. Die grossartigste und ausgedehnteste ist diejenige, welche durch die grossen Wasserbecken, den Mauer-See, Löwentin-See und Spirding-See gekennzeichnet wird, deren Spiegel nur 116,4 Meter über der Ostsee gelegen ist. Jedoch auch innerhalb dieser Einsenkung finden sich immerhin noch zahlreiche Erhebungen von 180 Meter bis 200 Meter. Nördlich und westlich vom Löwentin-See und nördlich und nordöstlich vom Spirding-See überragen die Höhen noch um 80 Meter bis 90 Meter den Spiegel der Seen.

Landschaftlich wird das Masurische Gebiet gekennzeichnet als eine bald flachwellige, bald mit zahlreichen wirr an einander gereihten Hügeln besetzte Bodenfläche. Diese »Masurische Landschaft«, wie sie Jentzsch nennen will[2]), finden wir in der ganzen Ausdehnung der preussischen Seenplatte. Das sanftwellige, plateauartige Land tritt uns meist als das tiefer gelegene entgegen. Dasselbe ist von zahlreichen Flussthälern durchbrochen. In dem weichen Gesteinsmaterial hat das fliessende Wasser überall tiefe, steilwandige Rinnen in die sonst gleichmässig verlaufende

---

[1]) M. Toeppen, Geschichte Masurens. Danzig, 1870. (S. Einleitung.)

[2]) A. Jentzsch, Das Relief der Provinz Preussen. (Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1876.)

Bodenfläche eingeschnitten. Selbst die kleinsten Bäche haben sich hier eine tiefe Furche gegraben und oft genügt ein starker Gewitterregen, um in der Mitte einer sanft geböschten Mulde eine solche Thalrinne auszuwaschen.

In den höher sich erhebenden Gebieten Masurens finden wir dagegen zahlreiche, oft zu Hügelreihen vereinte Berge, welche dem Lande zuweilen einen so wirren Ausdruck geben, dass die Bewohner des ebeneren Landes demselben sehr treffend die Bezeichnung »bucklige Welt«[1]) beigelegt haben. Man würde sich am besten von einer solchen Gegend ein Abbild schaffen können, wenn man durch ein Sieb mit möglichst verschieden geformten Löchern auf ein schon unebenes Land abwechselnd Sand und Mergel fallen lassen wollte. Die so entstehende kleine Gebirgswelt würde vortrefflich den Charakter der Masurischen Landschaft wiedergeben.

Zwischen den zahlreichen Hügeln befinden sich naturgemäss vielgestaltige Becken, die meist von Wasser ausgefüllt sind, häufig aber auch von Mooren eingenommen werden. Diese bald kreisrunden, bald länglich geformten Vertiefungen vereinigen sich zuweilen zu grösseren Bodensenken, die, wenn sie ebenfalls mit Wasser angefüllt wurden, dann jene grossen, weit ausgedehnten Seen bilden. Neben solchen weite Flächen bedeckenden Seen erblicken wir im Masurenland auch eine Anzahl lang gezogener, flussartiger Wasserrinnen, die meist in NW.—SO., also hercynischer Streichrichtung, nicht viel weniger häufig jedoch auch in erzgebirgischer Streichrichtung das Land durchziehen. Ist der Spirding-See ein vortreffliches Beispiel für Flächenseen, so haben wir in unmittelbarer Nähe in der langen Kette des Rhein'schem Sees, Talter-Gewässers und Beldahn-Sees ein ausgezeichnetes Bild eines Flusssees, wie wir jene Wasserbecken, ohne dabei auf den Ursprung hinzuweisen, kurz nennen wollen. Diese flussartigen Seenketten bilden oft eine in sich zurücklaufende Linie, was durch einen Blick auf die Karte leicht

---

[1]) H. Schröder, Ueber zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreussen. (Jahrb. der Preuss. geol. Landesanstalt für 1885.)

erkannt werden kann. Eine grosse Anzahl kleiner, selbständiger Wasserbecken trägt endlich zur Belebung des Landschaftsbildes noch wesentlich bei.

Die Seen Masurens stehen unter einander vielfach in einer natürlichen oder künstlichen Verbindung. Es ist besonders in dem Gebiete der grossen Seen mitten durch den Landrücken hindurch eine grossartige Wasserstrasse geschaffen. Vom Spirding-See kann man durch das Talter-Gewässer auf Kanälen durch den Taltowisko-See, Schimon-See in den Jagodner- und Löwentin-See gelangen. Von hier aus führt ein kurzer Kanal weiter in den Kissain-See, der durch den Dargainen- und Kirsaiten-See mit dem Mauer-See verbunden ist, somit also durch die Angerapp einen Schiffahrtsweg nach dem Pregel gestattet. Auf der anderen Seite entwässert dagegen der Spirding-See durch die Pissek nach Polen zu ab. Nur wenige Meter hätte der Spiegel der grossen masurischen Seen sich zu erheben brauchen, um diese von Menschenhand geschaffene Wasserstrasse sich selbst zu bilden.

Weben wir in die vorstehende Schilderung des Masurenlandes zu der Fülle der Bodengestaltungen, zu den zahlreichen Hügeln und Thälern, zu den Seen und Flüssen noch die herrlichen Laub- und Nadelholzwälder, die saftiggrünen Wiesen, belebt von Rinder- und Pferdeheerden, die wogenden Felder und die vielen Gehöfte und Ortschaften mit ein, so erhalten wir ein Bild, das an Anmuth und Schönheit in der That seines Gleichen sucht, darum aber auch mit Recht von Einheimischen und Reisenden gerühmt und gepriesen wird.

So mannigfaltig die orographischen Verhältnisse des Landes gestaltet sind, so einfach erscheint uns sein geologischer Aufbau. Nirgends tritt uns in Masuren das Grundgebirge entgegen; überall ist dasselbe von einer über 100 Meter mächtigen Diluvialdecke verhüllt. Sande, Grande und Lehme bilden im bunten Wechsel die Oberfläche des Landes. Zuweilen treten auch mächtige Geröllanhäufungen an ihre Stelle. Am häufigsten ist jedoch der sogenannte Obere Geschiebemergel die Deckschicht sowohl auf den Gipfeln der Berge wie auf dem Boden der Senken und Mulden. Nicht selten wird dieser Geschiebemergel von Sanden durchragt. Auf weite Strecken hin bilden auch unterdiluviale

Sande den Grund und Boden. Leider ist gerade dieses Gebiet der Provinz Preussen noch nicht geologisch durchforscht, sodass ein tieferes Eingehen darauf nicht möglich ist.

Aus der vorstehenden Schilderung der orographischen und geologischen Verhältnisse Masurens geht deutlich hervor, dass wir es hier mit jener typischen Landschaft zu thun haben, für welche die neueren Geologen die Bezeichnung »Moränenlandschaft« eingeführt wissen wollen, indem sie das vorhandene Gesteinsmaterial als die Grundmoräne der grossen Vereisung Norddeutschlands auffassen. Diese Oberflächengestalt, durch welche die preussische Seenplatte gekennzeichnet wird, finden wir aber überall in dem baltischen Landrücken in mehr oder weniger veränderter Form wieder und man ist wohl berechtigt, aus der Gleichartigkeit der Landschaft auch auf die einheitliche Entstehung derselben zu schliessen. Daher wird eine genauere geologische oder orographische Untersuchung nur eines kleinen Theils der baltischen Seenplatte doch zur Erkenntniss der gesammten Erscheinung beitragen. Auf diese Weise erhält auch das Ergebniss der vom Verfasser ausgeführten Tiefenmessungen in einigen der Masurischen Seen eine allgemeinere Bedeutung. Dasselbe lässt vor allem eine Prüfung der bisherigen Theorien über die Entstehung der Oberflächengestalt im norddeutschen Flachlande zu, denen anderen Orts gemachte Erfahrungen zu Grunde liegen.

Ehe wir jedoch zu der orographischen Betrachtung des vom Verfasser genauer untersuchten Gebietes schreiten wollen, mögen noch einige Mittheilungen über

Die Beschaffung des Materials

hier eingeschaltet werden.

Für die Seeumgebung gestatten uns die von dem Preussischen Generalstabe herausgegebenen Messtischblätter einen genügenden Einblick in die orographischen Verhältnisse des Landes. Da dieselben noch nicht im Handel erschienen waren, musste der Verfasser sich Copien davon von dem Chef der Preussischen Landesaufnahme erbitten, die auch bereitwilligst gegen Erstattung der Herstellungskosten geliefert wurden.

Für die Tiefenverhältnisse der Seen lag ebenfalls fertiges

Material schon zum Theil vor, indem von dem Oberfischermeister Herrn Hauptmann SCRIBA in Lötzen während der letzten Jahre in allen grösseren Masurischen Seen Lothungen ausgeführt worden sind. Dank dem freundlichen Entgegenkommen dieses Herrn konnte der Verfasser von einer grossen Anzahl dieser Tiefenkarten ebenfalls Copien erhalten. Dadurch wurde es ermöglicht, die Untersuchungen viel weiter auszudehnen, als von Anfang an beabsichtigt war, was den Werth der ganzen Arbeit sicher erhöhen dürfte [1]).

Noch ehe der Verfasser von den Messungen des Herrn Hauptmann SCRIBA Kunde erhielt, hatte er bereits selbst Lothungen ausgeführt. Dieselben bezogen sich auf den Mauer-See, Kirsaiten-See, Dargainen-See, Kissain-See, Labab-See und den Doben'schen See. Letztere beiden Wasserbecken waren überhaupt auf ihre Tiefenverhältnisse noch nicht untersucht worden. Auch im Löwentin-See sind von dem Verfasser einige Messungen vorgenommen worden, welche zur Prüfung der vom Fischereiamt angefertigten Karten dienen sollten. Bei der Besprechung der einzelnen Seen wird die Art der Ausmessung jedes Mal besonders angegeben werden.

Da eine Erweiterung der Kenntnis der See-Tiefen innerhalb des baltischen Höhenzuges immer mehr nothwendig geworden ist, so mag es gestattet sein, an dieser Stelle auch die bei der Auslothung der Masurischen Seen in Anwendung gekommenen Methoden eingehend zu besprechen, einmal um dadurch weitere derartige Untersuchungen zu erleichtern, dann aber auch um auf diese Weise vielleicht ein möglichst einheitliches Verfahren für die Ausmessung sämmtlicher Seen Norddeutschlands zu schaffen.

Den meisten der vom Fischereiamt in Lötzen mir überlassenen Tiefenkarten liegen Messungen zu Grunde, welche in der Zeit der Eisbedeckung der Seen vorgenommen worden sind.

[1]) Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle der Frau Gräfin LEHNDORF in Steinort am Mauer-See für die liebenswürdige Unterstützung bei meinen Messungen aufrichtigen Dank zu sagen. Auch Herrn Dr. ALFRED JENTZSCH in Königsberg, der mir vielfach mit seinem Rath helfend beigestanden hat, bin ich grossen Dank schuldig.

In dieser Zeit lässt sich eine Methode anwenden, die unstreitig zu den sichersten Ergebnissen führt, aber es erfordert auch zweifellos gerade diese Art der Auslothung den grössten Zeitaufwand. Wie auf dem ebenen Lande etwa zu dem Zweck einer Eisenbahnanlage, können über den See gerade Linien abgesteckt werden, längs welcher dann nach mit der Messkette abgemessenen Zwischenräumen gelothet wird. Wenn man jedoch bedenkt, dass an jeder Lothungsstelle ein Loch in das meist mehrere Decimeter starke Eis eingehauen werden muss, dass ferner zu dem Abstecken der Linien mehrere Männer nöthig sind, so wird man leicht einsehen, dass der Werth solcher genauen Ergebnisse doch nicht im Einklang steht mit dem grossen Aufwand von Zeit und Kosten.

Weit billiger und einfacher ist eine Auslothung der Seen vom Boote aus. Allerdings ist das Ergebniss dann keineswegs ein durchaus zuverlässiges. Indess es kommt bei der Bestimmung der Bodenform eines Sees auf eine so ausserordentliche Genauigkeit garnicht an; es genügt vollständig, wenn die Bodenplastik der Seen in ihren grossen Zügen festgestellt wird und dazu reicht die nachstehend angegebene Methode aus. Dieselbe ermöglicht innerhalb kurzer Zeit eine grosse Anzahl von Messungen und erfordert nur einen Mann, der allerdings ein kundiger Fischer sein muss, als Hilfe.

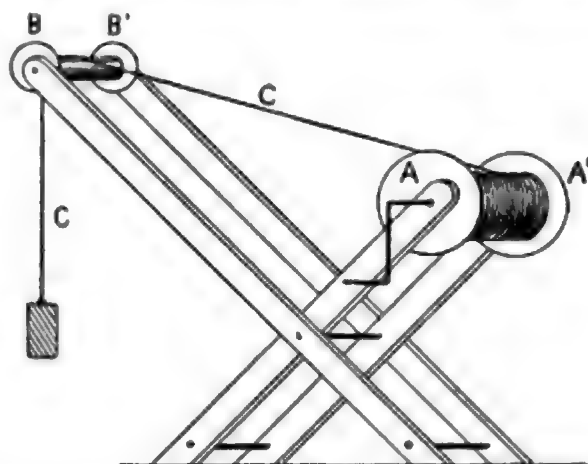
Auf Grund der Erfahrungen, welche der Verfasser bei der Auslothung der gegen die Masurischen Seenriesen fast winzig kleinen Mansfelder Seen sammeln konnte, war von der sonst allgemein für diese Zwecke vorgeschlagenen Methode, die Lothungspunkte vom Boot selbst aus mittelst Boussole festzulegen, abgesehen worden, ebenso wie auch eine andere Art der Fixirung der Lothstellen mittelst Einvisirung vom Ufer aus durch dort aufgestellte Beobachter in Anbetracht der Grösse der Masurischen Seen und in Ermangelung hierzu geeigneter Leute aufgegeben werden musste. Unter solchen Umständen erschien die folgende Methode allein zweckmässig.

Nach einer oberflächlichen Besichtigung der örtlichen Verhältnisse der Seeumgebung wurden zunächst am Ufer weithin sichtbare Gegenstände — einzelne Häuser, Mühlen, Kirchthürme,

hervorragende Bäume etc. — aufgesucht und zwischen diesen dann Linien über den See hinweg gelegt, längs welcher nachher gelothet werden sollte. Vor Beginn einer Ueberfahrt über den See wurde die Abfahrtsstelle mittelst Sextanten oder Boussole genau festgelegt. Dasselbe geschah mit der Ankunftsstelle auf dem gegenüberliegenden Ufer. Die Bestimmung der Richtung während der Fahrt selbst erfolgte durch einen doppelten Winkelspiegel. Derselbe ermöglicht jederzeit eine Prüfung, ob sich das Boot noch genau in der Linie von Abfahrtsstelle und Zielpunkt befindet. Die Lothungen wurden nach gleichen Zwischenräumen ausgeführt. Es ist diese Art der Eintheilung der Strecke nach Zeit weit zweckmässiger als die durch Abzählen von Ruderschlägen, da man sich hierbei ausserordentlich leicht versehen kann, auch die Ruderschläge bei etwas bewegter See sehr verschiedene Wirkung haben. Voraussetzung ist allerdings bei der Eintheilung der Fahrstrecke nach Zeit, dass man einen geübten und möglichst gleichmässig arbeitenden Ruderer hat. Einen solchen wird man aber an den fischreichen Seen unter den Umwohnern stets finden können. Zur Sicherheit der auf diese Weise ausgeführten Fixirung der Lothungspunkte ist es thunlich, während der Fahrt mit Hilfe des doppelten Winkelspiegels noch einige die Fahrrichtung schneidende Linien über den See zu legen und diese bei der betreffenden Lothung zu vermerken. Solche zur Prüfung zahlreich ausgeführte Messungen gaben den Beweis, dass die Ortsbestimmung durch Zeitintervalle vollständig zuverlässig war. Auch stimmten die vom Verfasser auf die angegebene Weise gemachten Lothungen meist gut mit den bei Eisbedeckung gepeilten Tiefen überein.

Als Lothapparat diente ein aus starkem Blech gefertigtes und mit Blei beschwertes cylindrisches Gefäss, das unten etwas konisch zulief und dessen Boden aus einem Klappventil bestand. Bei lockerem Seeuntergrund sinkt dieses Loth mit dem geöffneten Ventil tief in den Boden ein und füllt sich dann bei dem Hochziehen mit dem Bodensatz an. Wo der Apparat ohne Gesteinsmaterial wieder zur Oberfläche kommt, kann ohne Bedenken auf felsigen oder steinigen Untergrund geschlossen werden.

Die Lothleine theilt man zweckmässig so nach Metern ab, dass man die ersten 10 Meter durch weisse, die zweiten durch rothe Farbe etc. kenntlich macht. Es erleichtert eine solche Vorrichtung wesentlich das Abzählen, indem stets nur bis 10 gezählt zu werden braucht und z. B. roth 7 einfach 17 Meter bedeutet. Das Gestell, auf welchem die Leine aufgerollt war, mag durch nachstehende Figur veranschaulicht werden. Ein aus verschieden



langen Holmen bestehender Bock trug an dem Ende des kürzeren Holmen eine Trommel (AA_1), auf welche die Leine aufgerollt wurde. Die längeren Holme verband dagegen eine einfache Rolle (BB_1), über welche die Lothleine (C) hinweggleitet. Die grössere Länge dieser Holme hatte den Zweck, bei dem Hinablassen des Gewichtes ein Schleifen der Leine an dem Boote zu verhindern. Mit Hülfe dieses äusserst bequemen Lothapparates war zu einer Messung, sobald die Tiefe weniger als 20 Meter betrug, noch nicht eine halbe Minute erforderlich, und selbst bei Tiefen von 40 Meter dauerte eine vollständige Lothung kaum eine ganze Minute.

Das auf die angegebene Weise beschaffte Material ist in den beigefügten Tafeln niedergelegt.

Herstellung der Tafeln.

Die Karten auf den Tafeln VI—IX sind im Maassstabe von 1 : 100000 angefertigt. Die Isohypsen sind in Höhenabständen von

25 Decimalfuss = 9,4 Meter gezogen; die beigefügten Zahlen beziehen sich auf den Spiegel der Ostsee. Die blauen Linien innerhalb der Seen sind dagegen Linien gleicher Tiefe vom Seespiegel aus. Die ausgezogenen Isobathen entsprechen Höhenstufen von 10 Meter, die punktirten solchen von 5 Meter.

Der Grund für die Annahme verschiedener Höhenstufen für Land- und Seebecken liegt einfach darin, dass auf den Preussischen Messtischblättern noch die Isohypsen in Decimalfussabständen gezeichnet sind. Dieser Unterschied der Höhenstufen ist jedoch so gering, dass er noch innerhalb der Fehlergrenzen der Tiefenmessungen liegt; derselbe beträgt nur 6 pCt.

Auf die Schwankungen des Seespiegels innerhalb eines Jahres ist bei der Herstellung der Tiefenkarten keine Rücksicht genommen, da dieselben nicht von hohem Betrage sind.

Die Tiefenkarten enthalten folgende Seen:

Tafel VI. Mauer-See mit dem kleinen Mauer-See, Pristanien-See und Bodma-See, Schwenzait-See, Kirsaiten-See, Dargainen-See, Kissain-See, Labab-See, Doben'scher See.

Tafel VII. Löwentin-See, Saiten-See, Jagodner-See, Grosser und Kleiner Hensel-See, Gurkler-See.

Tafel VIII. Taltowisko-See, Orlener-See, Ollof-See, Rheinscher See, Talter-Gewässer, Beldahn-See, Kleiner Guszin-See, Wigrinner-See.

Tafel IX. Spirding-See, Lukuainer See, Warnold-See, Sexter-See, Biallolafker See.

Während uns Tafel VI und IX, zum Theil auch Tafel VII vortreffliche Beispiele für flächenartig ausgedehnte Seen liefern, bietet uns Tafel VIII ein ausgezeichnetes Beispiel für die sogenannten Flussseen.

Auf Tafel X sind endlich eine Reihe von Profilen der untersuchten Seen zur Darstellung gekommen. Bei diesen Zeichnungen ist für Länge und Höhe der gleiche Maassstab 1 : 10000 in Anwendung gebracht worden. Hierauf ist ganz besonderes Gewicht

zu legen, weil nur auf solche Weise ein naturgetreues Bild von der Form der Seebecken geschaffen wird. Eine Ueberhöhung, wie sie z. B. Geinitz in seiner Abhandlung über die Mecklenburger Seen bringt, kann nur zu leicht zu falschen Vorstellungen und Schlüssen Veranlassung geben.

Die Profile sind nun nicht blos auf das Seebecken beschränkt, sondern dieselben sind auch auf die Ufer ausgedehnt, um das orographische Bild der Seeumgebung unmittelbar mit dem des Seeuntergrundes vergleichen zu können.

Tiefenverhältnisse der einzelnen Seen.

Der Mauer-See

wurde im August 1888 vom Verfasser und im Winter 1886/87 von Fischerei-Beamten bei Eisbedeckung ausgelothet. Da der vom Fischereiamt angefertigten Karte nicht gerade sehr genaue Messungen zu Grunde zu liegen schienen, so wurden bei der Herstellung der Tiefenkarte dieses Sees wesentlich die Messungen des Verfassers benützt.

Der Mauer-See bedeckt eine Fläche von 15,65 Quadrat-Kilometer. Fälschlich wird auf den Karten von Deutschland dieser Name auf den ganzen Seencomplex übertragen, welcher in der Tafel VI uns vorliegt. Dem Mauer-See fällt davon nur der nördlichste Teil zu und auch dieser nicht ganz, indem der nordwestliche Ausläufer als Pristanien-See, ferner der durch die Insel Krug Upalten abgegrenzte Theil als Kleiner Mauer-See und endlich der südöstliche Theil als Bodma-See bezeichnet wird. Da diese letztgenannten Seen jedoch ein gemeinsames Wasserbecken bilden, so mögen dieselben auch zugleich besprochen werden.

Diese mächtige Wasserfläche, deren längste Erstreckung 8 Kilometer, deren Breite aber fast überall 5 Kilometer beträgt, ist 116,4 Meter über dem Spiegel der Ostsee gelegen. Ihre Landumgebung ist eine sehr verschiedenartige. Mit steilem Abfall treten die diluvialen, meist von Geschiebemergel bedeckten Hügel längs der ganzen Westküste an den See heran. Nur dort, wo der Stobbener See sich von dem Mauer-See abzweigt, treten die

Höhen in einem weiten nach Osten geöffneten Bogen vom Ufer zurück, um freilich nördlich von Stobben wieder um so dichter dem See sich zu nahen. Der Pristanien-See ist rings von steil, zuweilen ganz schroff abstürzenden Ufern umgeben; doch setzt sich der nördliche Zipfel desselben auch auf dem Lande als eine Senke fort. Steil ragt auch die Thiergartenspitze noch weit hinaus in die Wasserfläche. Dann senkt sich nach Angerburg hin das Land und bleibt auf der ganzen Ostküste nur wenig über dem Seespiegel erhoben. Sande bilden hier zumeist den Boden. Besonders flach ist ferner die Umgrenzung des Bodma-Sees und vor allem bildet die Landzunge, welche den Mauer-See von dem südlich davon gelegenen Dargainen-See trennt, nur eine ganz unbedeutende Landerhebung. Diese niedrigen Ufer setzen sich in der Insel Wittfong, welche den Mauer-See von dem Kirsaiten-See abschliesst, und zunächst auch in dem Steinorter Gebiet fort; hier aber steigt das Land sehr bald wieder an und fällt an mehreren Stellen in steilen Gehängen zum Wasser ab. Die Wasserfläche innerhalb dieser Umrahmung erfährt nur in der ziemlich ausgedehnten Insel Krug Upalten eine Unterbrechung. Doch auch diese in ihrer längsten Erstreckung von N. nach S. gerichtete Insel erhebt sich nur wenig über dem Seespiegel.

Das Becken dieses grossen Sees ist nun keineswegs so einheitlich gestaltet, als es oberflächlich erscheinen möchte. Die fast quadratische Wasserfläche zerfällt ihrem Untergrunde nach in einen bis zu 38,5 Meter tiefen nördlichen und einen weit flacheren südlichen Theil. Von dem Pristanien-See beginnend zieht sich eine rinnenartige Einsenkung von meist über 30 Meter Tiefe in NW.-SO.-Richtung durch den ganzen See hindurch. Umgekehrt setzt sich die Insel Upalten unter dem Seespiegel noch weit nach Süden als eine Untiefe fort und trennt so in der That ein besonderes Becken, den Kleinen Mauer-See ab. Ganz abgesondert und nur durch die 10 Meter-Linie mit dem übrigen Seebecken verbunden liegt endlich in dem nordöstlichen Ausläufer noch eine tiefe Bodensenke von 30 Meter.

Die tiefste Stelle des ganzen Wasserbeckens finden wir an der Grenze zwischen Mauer-See und Pristanien-See; dieselbe be-

trägt 38,5 Meter und zeigt besonders nach Westen und Süden eine steile Böschung. Aber auch zwischen der Thiergartenspitze und der Insel Krug Upalten, sowie in dem von dieser Insel östlich gelegenen Theile sind Tiefen von 36 und 37 Meter wiederholt gelothet worden. Ausserordentlich flach erscheint demgegenüber der ganze südliche Theil, der nirgends grössere Tiefen als 12 Meter aufweist. Auch der kleine Mauer-See hat an seiner tiefsten Stelle nur 13,5 Meter.

Der Untergrund des Mauer-Sees wird von einem sehr kalkreichen, mergeligen Schlamm gebildet.

Von dem flachen Bodma-See führt uns ein ebenfalls nur wenige Meter tiefer natürlicher Kanal in den

Schwenzait-See.

In einer von W. nach O. gerichteten Längserstreckung von 5 Kilometer und in einer Breite von kaum 1,5 Kilometer bildet diese 8,29 Quadrat-Kilometer grosse Wasserfläche einen nicht unbedeutenden Anhängsel des Mauer-Sees, von dem sie nur durch niedrige Landerhebungen getrennt wird. Im Uebrigen ist dagegen die Umrahmung dieses Sees meist ein ziemlich steil ansteigendes Ufergehänge. Nur im Osten grenzt ihn ein flacheres Land nach dem grossen Strengeln-See hin ab, und im Süden ist eine buchtartige Erweiterung des Sees auch auf dem Lande noch als eine Einsenkung zu erkennen. Der Boden dieser Wasserfläche, die durch zwei kleine Inseln geschmückt ist, zeigt nach den Messungen des Fischereiamtes ein verhältnissmässig ebenes Becken, das nur nach den steilen Ufern im Norden hin auch unterhalb des Wasserspiegels steil ansteigt. Hier erreicht der See in kurzer Entfernung vom Ufer seine grössten Tiefen von 20 und 24 Meter. Der Verlauf der Isobathen entspricht ganz dem Verlaufe der Isohypsen in der Seeumgebung.

An den Mauer-See schliesst sich im Süden nur durch zwei schmale und seichte Wasserstrassen O. und W. von der Insel Wittfong mit ihm verbunden, ein kleines rings von sehr flachen Ufern umgebenes Wasserbecken,

der Kirsaiten-See,

an. Die vom Verfasser im August 1888 hier ausgeführten Lothungen ergaben, dass die grösste Tiefe dieses Sees nur 7 Meter beträgt. Bei einer Senkung des Wasserspiegels um 5 Meter würde der See zu einem kleinen Teiche zusammenschrumpfen; schon eine Erniedrigung der Seefläche um 2 Meter würde denselben aber zu einem selbstständigen Wasserbecken machen. Der Bodensatz ist reich an Diatomeen. Nach Süden wird der Kirsaiten-See durch die Insel Kirsaiten abgeschlossen, die mit dem Lande östlich und westlich durch eine Untiefe in Verbindung steht.

Südlich dieser unterseeischen Scheide erstreckt sich der 19,79 Quadratkilometer grosse

Dargainen-See.

Der Tiefenkarte desselben liegen ebenfalls die im August 1888 vom Verfasser ausgeführten Lothungen zu Grunde. Die vom Fischereiamt ausgeführten Messungen dienten zur Prüfung derselben. Die Breite des Dargainen-Sees beträgt in nordsüdlicher Richtung 5,5 Kilometer, in ostwestlicher Richtung dagegen 3 bis 4 Kilometer. Die Höhe des Wasserspiegels über der Ostsee ist gleich der des Mauer-Sees, also 116,4 Meter.

Die Ufer sind im Norden, wie bereits erwähnt, sehr flach. Auch das Steinorter Gebiet erhebt sich nur sehr allmählich um 15 Meter über dem Seespiegel. Das flache Nordufer setzt sich zunächst auch auf der Ostseite des Sees fort, steigt aber dann bei Neu-Harszen ziemlich bedeutend an und bleibt mit wenigen Unterbrechungen auf der ganzen Südseite ein mehr oder weniger steiles Gehänge. Nur in den durch die Uferlinien schon erkenntlichen Buchten treten auch auf dem Land die Hügel in einem nach der See hin offenen Bogen zurück; so in der SO.-Ecke nach dem Grossen und Kleinen Skars-See, ferner bei Poganten und Roggen. Auch die Königsspitze erhebt sich nur wenig über dem Wasser. Auf der W.-Seite geht die Wasserfläche ohne äusserlich wahrnehmbare Scheide in den Kissain-See über. Doch deuten die S.-Spitze der Steinorter Landzunge und die Königsspitze die

Grenze zwischen den beiden Seen an. Betrachten wir die Tiefenkarte dieses Wasserbeckens, so tritt uns ein an die S.-Spitze von Kleinort in südöstlicher Richtung sich anschliessender, unterseeischer Höhenrücken entgegen, als dessen östliche Erhebung eine kleine Insel über dem Wasser erscheint. Dieser den Umwohnern wohlbekannte Wall bildet die eigentliche W.-Grenze des Dargainen-Sees.

Das östlich davon gelegene Wasserbecken zeigt nun keineswegs eine einheitlich geformte Bodensenke, sondern auch hier ist der Boden eine wellige, von grösseren oder geringeren Erhebungen durchsetzte Fläche. Die bedeutendsten Tiefen treten uns im südöstlichen Theile entgegen. Doch steht der Meistbetrag derselben von 29,5 Meter noch um beinah 10 Meter hinter dem des Mauer-Sees zurück. Der nördliche, von niedrigen Ufern umgebene Theil ist der flachste und ebenste; nur nach Osten hin senkt sich auch hier der Boden bis zu 25 Meter herab. Unmittelbar vor der östlichen Spitze der Steinorter Landzunge haben wir ebenfalls ein vereinzeltes Becken von 20 Meter Tiefe. Im Allgemeinen bildet jedoch dieser See keine bedeutende Bodensenkung.

Der Untergrund besteht aus einem kalkreichen, an organischen Resten reichen Schlamm.

Noch weniger tief als der Dargainen-See senkt sich der westlich davon gelegene

Kissain-See

in das Land ein, obwohl an einer Stelle desselben das Loth ebenfalls erst in einer Tiefe von 28 Meter den Grund erreicht. Da sich an den Kissain-See ohne jegliche Grenze der 19,80 Quadratkilometer grosse

Lötzen'sche Kissain-See

anschliesst, so mögen beide auch eine gemeinsame Besprechung erfahren. Dieser gesammte Kissain-See dehnt sich in der Richtung von NNW. nach SSO. in einer Länge von 10 Kilometer aus, hat aber mit Ausnahme seines nördlichen, nach beiden Seiten oberflächlich unbegrenzten Theiles nirgends eine grössere Breite als

3 Kilometer. Seine Ufer wechseln fortwährend als steile und flache Gehänge. Die Uferlinie selbst ist überall mannigfaltig gebogen und nirgends finden wir innerhalb unseres Gebietes wieder eine solche Häufung von Inseln als in dem südlichen Kissain-See. Das nördliche Steinorter Ufer, das wenn auch nicht unmittelbar, so doch in kurzer Entfernung vom See nicht unbedeutend ansteigt, zeigt ebenfalls einen vielfach gekrümmten Verlauf. Längs des Klein-Steinorter Sees bildet dasselbe eine weit in das Land eingreifende Bucht, welche bei Hebung des Seespiegels um wenige Meter den Kissain-See um 1,5 Kilometer nach N. hin erweitern würde. Die östliche Umrahmung besteht zunächst aus einigen dicht an den See herantretenden Hügeln, die sich nach S. hin mehr und mehr absenken und immer weiter sich von dem Wasser zurückziehen. In die niedrige Seeumgebung sind hier mehrere kleinere Seen eingebettet, so der Tritt-See und der Woysak-See. Steiler erhebt sich das östliche Ufer erst wieder im südlichen Theile aus dem Wasser. Doch zeigt auch hier die Umrahmung noch einmal eine grössere Einsenkung, welche heute von dem nach dem Löwentin-See führenden Kanal eingenommen wird. Auf der ganzen S.-Seite fällt dagegen das Ufer schroff nach dem See hin ab, eine natürliche Mauer gegen den Löwentin-See und Tayta-See bildend. Auch im W. setzen sich diese steilen Ufergehänge fort, die jedoch in ihrem weiteren Verlauf mehrmals Unterbrechungen dadurch erfahren, dass bald den Hügeln ein flaches Land vorgelagert ist, bald der See eine Bucht tief in das Land hinein erstreckt. Am weitesten schneidet der Kalte Winkel in das W.-Ufer ein. Nördlich von dieser Bucht bis zur NO.-Ecke der Faulhödener Spitze verflacht sich das Steilufer allmählich. Nach NW., also nach dem Labab-See hin ist der Kissain-See ebensowenig wie nach dem Dargainen-See durch eine äusserlich sichtbare Linie abgegrenzt. Indess lassen uns einige Schilfinseln in dem See, sowie der weit nach S. vorragende Bogen der nördlichen Uferlinie westlich vom Klein-Steinorter-See vermuthen, dass sich auch hier unterhalb des Seespiegels ein Grenzrücken zwischen den beiden Wasserbecken befindet. Die vorgenommenen Lothungen bestätigten in der That diese Vermuthung.

Das so nach allen Seiten abgeschlossene Seebecken zeigt uns in seiner Bodenform ein ausserordentlich buntes Bild. Dem verwickelten Verlauf der Uferlinien und der Isohypsen auf dem Lande entsprechen ganz die zahlreichen Krümmungen der Isobathen. Der nördliche Theil des Sees zeigt in seiner Bodengestaltung noch die einfachste Form; es ist ein einheitliches Becken mit einer deutlichen Längserstreckung von WNW. nach OSO. Der übrige Theil ist dagegen eine im wesentlichen von NNW. nach SSO. gerichtete Bodensenke. Besonders deutlich tritt diese Richtung in der schmalen Rinne hervor, welche sich längs des O.-Ufers hinzieht. Das von zahlreichen Inseln durchsetzte Gebiet des Sees ist überall sehr flach; nirgends finden wir eine tiefere Einsenkung als 10 Meter. Anders verhält es sich mit dem inselfreien Theile des Kissain-Sees; hier erreicht das Loth an zahlreichen Stellen erst in einer Tiefe von 20 Meter den Untergrund. Die tiefste Stelle von 28 Meter finden wir nordwestlich von der Königsspitze. Die 10 Meter-Isobathe biegt an dieser Stelle weit nach O. aus, ebenso wie sie auch nach NW. nach dem Labab-See in einer grossen Bucht sich ausdehnt. Südlich von der Linie Faulhödener Spitze — Königsspitze erhebt sich inselartig eine Untiefe von nur 2 Meter, welche aber nach S. wieder in eine Senke von 23 Meter abfällt. Nach einer abermaligen Erhebung des Untergrundes treten uns dann nochmals in einzelnen Becken Tiefen von 23 und 24 Meter entgegen. Der Boden des Kissain-Sees erscheint also auch in seinem nördlichen Theile starkhügelig. Eine Senkung des Seespiegels um 10 Meter würde hier ein ebenso inselreiches Wasserbecken schaffen, als es jetzt im südlichen Kissain-See vorhanden ist.

Der Untergrund besteht zumeist aus einem kalkreichen Schlamm. An einzelnen Stellen erweist sich der Boden als sandig. Vielfach ist er mit zahlreichem Gerölle bedeckt, z. B. längs der Faulhödener Spitze und längs des O.-Ufers bis zu der ersten kleinen Insel.

Zeigt sich schon in dem Kissain-See eine Abnahme der Wassertiefe gegenüber dem Mauer- und Dargainen-See, so verflachen sich die Wasserbecken östlich davon noch mehr.

Der Labab-See

weist nach den vom Verfasser ausgeführten Lothungen als Maximaltiefe nur 14 Meter auf. Dieses nur 2,5 Kilometer lange und 1,5 Kilometer breite Wasserbecken wird auf der ganzen N.-Seite von steil ansteigenden Höhen begleitet. Im Westen senkt sich dagegen das Ufer zu einem breiten von einem Bach durchflossenen Thale. Jenseits desselben erhebt sich das W.-Ufer dann wieder ein wenig, fällt aber auch hier nach dem Labab-See sehr sanft ab. Die S.-Grenze gegen den Doben'schen See wird durch einen Vorsprung des Landes und durch die NW.-Ecke der Faulhödener Spitze gekennzeichnet. In der Fortsetzung der Landzungen zieht sich ein unterseeischer Hügelrücken durch das Wasserbecken, welcher dem Befahrer des Sees auch oberflächlich durch mehrere Schilfinseln sichtbar ist.

Das kleine Wasserbecken nördlich dieser Untiefe zeigt ein verhältnissmässig einfaches Bodenrelief entsprechend der nordöstlichen und westlichen Seeumgebung. Gleichwohl ist der Untergrund von Bodenwellen durchsetzt, wie wir deutlich aus dem Verlauf der 10 Meter-Isobathe erkennen können.

Der Untergrund ist wiederum ein sehr kalkhaltiger Schlamm. Längs des Nordufers findet sich der Boden vielfach mit Geröll bedeckt.

Das letzte zu dem grossen Seen-Komplex gehörende Wasserbecken ist der ebenfalls 116,4 Meter hohe

Doben'sche See.

Derselbe ist im Verhältniss zu seiner Ausdehnung — der See misst bei einer Länge von 5 Kilometer und einer Breite von 4,5 Kilometer 17,76 Quadratkilometer — eine sehr flache Landeinsenkung.

Das Ufer ist auf der Faulhödener Spitze zunächst flach, steigt aber nach S. mehr und mehr an und senkt sich erst am S.-Ende des Ortes Faulhöden wieder bedeutend herab, indem die Höhen hier in einem weiten Bogen vom See zurücktreten.

Das S.-Ufer wird dagegen ebenfalls von steil nach dem Wasser abfallenden Hügelketten gebildet, die oft als schmale Landzungen

weit in den See hinausragen. Mit dem Beginn des W.-Ufers neigt sich das Land und bei Doben selbst beginnt schon ein verhältnissmässig flaches Gelände. In dieses erstreckt sich etwa 1 Kilometer nördlich von Doben eine über 2 Kilometer lange, vielfach verästelte Bucht, an deren Eingang ein steil aus dem Wasser aufragender Hügel steht. Während das W.-Ende der Bucht im allgemeinen von höheren Erhebungen begrenzt wird, zeigt das N.-Ufer derselben nur ein flachwelliges Land, das sich erst nach der Grenze zum Labab-See hin wieder etwas steiler aus dem See erhebt. Die Wasserfläche selbst wird in malerischer Weise von der kegelförmig aus dem Wasser aufragenden Insel Wiszocki, sowie auch durch die noch weit höhere, dicht bewaldete Doben'sche Insel unterbrochen. Diese über Wasser schroff ansteigenden Inseln werden fast auf allen Seiten von einem flachen Gebiet umgeben. Der Untergrund ist hier von Geröll bedeckt. Erst in einiger Entfernung von der Insel senkt sich der Boden des Sees wieder in steilerer Böschung ab. Diese Erscheinung, dass einem Steilufer eine schmale Terrasse vorgelagert ist, kann man überall dort beobachten, wo das Ufergehänge gleichsam wie durch Erosion abgewaschen ist.

Ausser den beiden genannten Inseln finden wir noch im südöstlichen Theil des Sees einige unansehnliche Eilande. Ferner lässt auch eine Schilfinsel südlich von Wiszocki auf eine Untiefe mitten im See schliessen.

Aus den zahlreichen Erhebungen des Seebodens folgt, dass der Untergrund auch dieses Wasserbeckens ausserordentlich mannigfaltig gestaltet ist. Die grösste Tiefe von 19,5 Meter finden wir nördlich von Wiszocki. Am flachsten erscheint uns der See im O.; während sich der westliche Theil nicht selten unter 15 Meter herabsenkt, treffen wir dort an keiner Stelle eine solche Tiefe an. Ein unterseeischer Hügelrücken, der sich äusserlich durch Inseln zu erkennen giebt, trennt das flache östliche von dem tieferen westlichen Becken.

Der Bodensatz besteht zumeist aus einem mit organischen Resten stark durchsetzten Schlamm, der sich zuweilen etwas sandig zeigt.

Die Auslothung dieses Sees geschah im September 1888 durch den Verfasser.

Wir verlassen nunmehr das auf den Karten fälschlich als Mauer-See bezeichnete Seengebiet und begeben uns zu dem an den Lötzen'schen Kissain-See sich anschliessende Land. Vergl. Tafel VII.

Wenn auch unmittelbar durch eine hohe Hügelkette von dem Kissain-See getrennt, so doch durch eine breite Bodensenke, die heute auch als Wasserstrasse benutzt wird, mit diesem Wasserbecken verbunden, dehnt sich hier der 25,36 Quadratkilometer grosse

Löwentin-See

aus. Seine Ausmessung verdanken wir den Herren Hofer und Korbjuhn, welche in demselben im Jahre 1884 vom Boote aus zahlreiche Peilungen vorgenommen haben.

Betrachten wir zunächst wieder die Umgebung dieses Sees, dessen Spiegel um 0,31 Meter höher als der Mauer-See gelegen ist, also eine Seehöhe von 116,7 Meter aufweist, so finden wir eine grosse Mannigfaltigkeit. Bald treten steile Gehänge unmittelbar an den See heran, bald bildet eine sanftwellige Landschaft das Ufer, bald umrahmen flache, zuweilen moorige Niederungen die Wasserfläche. Oestlich von der Stadt Lötzen treffen wir zunächst auf einen solchen niedrigen, theilweise moorigen Boden. Derselbe wird aber in einiger Entfernung vom See durch beträchtliche Höhen abgegrenzt. Dieser Höhenzug nähert sich in einem grossen Bogen allmählich dem See, tritt auf kurze Zeit unmittelbar an denselben heran, weicht aber dann wieder bedeutend zurück, ein kleines selbständiges Wasserbecken von 9 Meter Tiefe umschliessend. Nachdem südlich dieses Sees das Ufer noch einmal als steileres Gehänge erscheint, begleitet den See weiterhin auf der O.-Seite nur ein flachwelliges, meist sandiges Terrain, das sich ebenfalls wieder an grössere Erhebungen anlehnt. Denselben Charakter zeigt das S.-Ufer. Die das flachere Land umrahmenden Hügelketten treten im SO. bis auf 2 Kilometer von dem Löwentin-See zurück. Weiter nach W. nähern sich dagegen diese Höhen wieder der Wasserfläche. Ein äusserst flaches

Land schliesst dann den See nach SW. ab, in welcher Richtung der See auch eine natürliche Verbindung mit dem Saiten-See hat. Längs der W.-Seite bilden wieder steilere Erhebungen die Umrandung, denen zuweilen noch schmale Niederungen vorgelagert sind, welche auch unter dem Seespiegel sich als seichte Sandbänke fortsetzen. Nach NW. erweitert sich der See bedeutend. Das Ufer senkt sich hier an mehreren Stellen herab und bildet z. B. nach dem Tayta-See hin ein breites Thal, sodass bei geringem Steigen des Wasserspiegels beide Seen in eine Verbindung treten würden. Nördlich dieser Thalsenke erhebt sich das Land in den zum Theil natürlichen Wällen der Feste Boyen wieder zu ansehnlicheren Höhen.

Der Boden des äusserlich nur wenig gegliederten Löwentin-Sees zeigt uns ein sehr wirres und buntes Bild. Der Verlauf der Isobathen lässt auf eine grosse Mannigfaltigkeit in der Gestaltung des Untergrundes schliessen. Zwar weist die Karte innerhalb der Seefläche nur eine Insel auf; aber dem Befahrer des Sees deuten mehrere Schilfinseln das Vorhandensein weiterer Erhebungen des Seebodens an, und eine geringe Senkung des Wasserspiegels würde noch an zahlreichen Stellen festes Land aus dem Wasser hervortreten lassen. Zugleich haben die vorgenommenen Messungen ergeben, dass der Untergrund auch eine grosse Zahl von einander unabhängiger Vertiefungen besitzt. Beide Erscheinungen beweisen eben, dass unter dem Spiegel des Löwentin-Sees eine Landschaft begraben liegt, welche wir oben als »bucklige Welt« bezeichneten und die als typisch für das Masurenland gilt.

Eine genauere Betrachtung der Tiefenkarte lehrt, dass der See in seiner ganzen Breite von einem Höhenrücken durchzogen wird, der bei einer Erniedrigung des Spiegels von nur 7 Meter das Wasserbecken in zwei selbständige Seen zerlegen würde. Aeusserlich wird der unterseeische Höhenzug durch den östlichsten Vorsprung des Westufers und die genannte Insel erkennbar. Diese an mehreren Stellen über 2 Kilometer breite Bodenerhebung verzweigt sich wiederholt und schliesst so tiefere Becken ein. Ziemlich in der Mitte des Sees finden wir eine solche rings von Un-

tiefen umgebene Senke von 18 Meter Tiefe. Von den beiden Theilen des Löwentin-Sees ist der nördliche der bei weitem tiefere. Kaum 800 Meter vom NO.-Ufer erreicht das Loth erst nach 37 Meter den Untergrund und in ungefähr derselben Entfernung nordwestlich der Insel beträgt die Einsenkung nur 5 Meter weniger. Ausserdem senkt sich noch an vielen Punkten der Boden unter 20 Meter herab. Wenn auch dazwischen einige Untiefen von 5 und 6 Meter gelegen sind, so ist doch der mittlere Betrag der Einsenkung hier ein beträchtlich grösserer als der in dem südlichen Theile. Dort finden wir nur an zwei Stellen eine Tiefe von über 20 Meter. Im Allgemeinen flacht sich der See nach S. mehr und mehr ab; besonders seicht ist der SO., während nach dem SW.-Ende hin der See fast bis an seine Ausmündung eine Tiefe von 10 Meter behält.

Der Bodensatz im Löwentin-See ist vielfach sandig, wie ja auch an den Ufern der Boden meistens aus Sand besteht. Stellenweise ist der Grund mit Geröllen bedeckt.

Der östlich an den Löwentin-See sich anlehnende Graywer-See hat eine Maximaltiefe von 9 Meter.

Von der grossen Wasserfläche des Löwentin-Sees zweigen sich sowohl nach SO. als nach SW. schmale, rinnenartige Wasserbecken ab, deren Spiegel sich um 0,31 Meter erhebt. Wir folgen der nach SW. führenden Wasserstrasse und kommen zunächst in den

Saiten-See,

ein ringsum von flachen Ufern umgebenes, aber doch 15 Meter tiefes Wasserbecken. Die Auslothung dieses Sees, sowie die der übrigen auf Tafel VII noch dargestellten Seen ist während der Eisbedeckung von Fischereiaufsichtsbeamten in den Jahren 1884 bis 87 ausgeführt worden.

Nur eine ganz niedrige Landzunge trennt den Saiten-See von dem mannigfach gegliederten

Jagodner See.

In diesem tritt uns ganz der Typus eines sogenannten Flusssees entgegen. Der Jagodner See ist fast auf allen Seiten

von flachen Ufern umgeben. Auch die zahlreichen Landzungen, welche in den See hineinragen, sind niedrige Erhebungen, die schon bei einem geringen Steigen des Wasserspiegels wieder verschwinden würden. Die über 8 Kilometer lange, aber meist nur 1 Kilometer breite Wasserfläche bedeckt einschliesslich des Grossen Hensel- und des Gurkler Sees ein Areal von nahezu 10 Quadratkilometer. Entsprechend der vielfachen Gliederung in der Gestalt des Sees zeigt auch das Bodenrelief eine grosse Mannigfaltigkeit. Wir erkennen aus der Tiefenkarte, dass hier keineswegs eine einheitliche Rinne vorliegt, sondern dass nur die Aneinanderreihung mehrerer tieferer Becken dem Ganzen das Aussehen eines Flusses giebt. Die Erhebungen, welche die einzelnen Becken von einander scheiden, befinden sich zwar zuweilen noch 15 Meter unter dem Seespiegel, allein gegenüber den weit grösseren Tiefen in den Bodensenken treten sie doch als nicht unbedeutende Höhen auf. Hervorzuheben ist, dass die grössten Tiefen gerade in dem schmalsten Theile des Sees gelothet wurden. So finden wir die Maximaltiefe von 31 Meter nördlich von Jagodnen dort, wo die beiden Ufer sich beinahe auf 500 Meter einander nähern. Die zweite beträchtlichere Tiefe von 26 Meter begegnet uns etwas südlicher davon innerhalb der grössten Einengung des Sees. Es ist dies die Stelle, wo von NW. her ein Hügelzug an den See herantritt. Die steilen Böschungen der Erhebungen auf dem Lande scheinen sich auch unter dem Wasserspiegel fortzusetzen. Der nördliche breitere Theil des Sees hat an einzelnen Punkten noch eine Tiefe von 17 Meter. Dagegen flacht sich das Becken nach S. in dem Grossen Hensel-See bedeutend ab. Während aber der Boden des Gurkler-Sees noch 8 Meter unter dem Spiegel gelegen ist, weist der sich unmittelbar anschliessende Kleine Hensel-See nur eine Tiefe von 3 Meter auf. Der Untergrund des Jagodner Sees besteht nach Angaben des Fischereiamtes wesentlich aus Sand- und Moorboden.

Von dem Grossen Hensel-See gelangt man durch einen künstlichen Wassergraben, den Schimonker Kanal zu dem nur 3 Meter tiefen

Grossen Schimon-See.

Derselbe, rings von flachem Land umgeben, erscheint uns als der Rest eines alten jetzt als Hayte-Bruch noch erkennbaren Wasserbeckens.

Mit dem Schimon-See betreten wir das auf Tafel VIII dargestellte Gebiet. Die nun folgenden Seen sind sämmtlich von den Fischereiaufsichtsbeamten während der Eisbedeckung ausgemessen worden.

Der nächste See, in welchen uns wiederum ein Kanal von dem Schimon-See aus führt, ist der 2,5 Meter tiefe Grosse Kotteck-See. Sodann erreicht man den 3,24 Quadratkilometer Fläche bedeckenden

Taltowisko-See.

Dieses Wasserbecken liegt innerhalb eines ebenen, sanftwelligen Landes. Nirgends zeigen sich an den Ufern steile Gehänge. Um so mehr muss es daher auffallen, dass hier das Loth erst nach 35 Meter den Grund erreichte. Innerhalb eines durchaus ebenen Landes enthüllen uns die Messungen eine ganz bedeutende Einsenkung des Bodens. Indess nördlich und südlich des Sees erheben sich kleine Hügel, dazwischen breitet sich ebener Moorboden aus; nicht die wirkliche diluviale Oberfläche des Landes, sondern ein in unbekannter Mächtigkeit darüber lagernder Alluvialboden tritt uns also in der Seeumgebung entgegen. Die zahlreichen aus dem Bruche hervorragenden Höhen deuten auf eine jetzt verhüllte »bucklige Welt« hin. Auch der Taltowisko-See erscheint demnach als der Rest eines einst sich weit über die heutigen Ufer hinaus erstreckenden grossen Sees. Das Becken des Taltowisko-Sees lässt deutlich eine von NNW. nach SSO. gerichtete Längserstreckung erkennen. Der Untergrund ist sonst ziemlich gleichförmig gestaltet. Die mittelste Rinne hat eine Tiefe von über 30 Meter. Die Maximaltiefe beträgt 35 Meter. Der Boden wird in dem flachen südlichen Ende von Moor, im übrigen aber von einem sandigen Schlamm gebildet.

Wenige Kilometer nordöstlich vom Taltowisko-See erblicken wir zwei kleine Wasserbecken, den Lawker See und den Kleinen Schimon-See, welche beide durch einen künstlichen Graben mit

dem Grossen Schimon-See in Verbindung stehen. Diese Seen sind bereits wieder in ein welligeres Land eingebettet. Ihr Wasserspiegel erhebt sich um etwa 5 Meter, indem die Oberfläche des Lawker Sees 120,1 Meter, die des Kleinen Schimon-Sees 118,6 Meter über der Ostsee gelegen ist. Auch diese Becken zeichnen sich durch eine verhältnissmässig grosse Tiefe aus. Der 0,78 Quadratkilometer bedeckende Lawker See senkt sich 17 Meter, der um 0,4 Quadratkilometer kleinere Kleine Schimon-See noch 12 Meter in das Land ein.

Von dem Taltowisko-See führt uns nach Westen ein Kanal durch ein flaches, theils mooriges Land in das Taltergewässer. Damit betreten wir jenen lang ausgedehnten Seen-Komplex, der uns schon oben als typisches Beispiel eines Flusssees interessirt hat.

Der Rhein'sche See, das Talter-Gewässer und der Beldahn-See

bilden hier eine 30 Kilometer lange Wasserfläche, welche selbst in ihrer grössten Breite noch nicht 2 Kilometer aufweist.

Ein Blick auf die Karte muss in der That die Vorstellung erwecken, dass man es in diesen Seen mit einem alten Flussthal zu thun habe. Indess wer an Ort und Stelle die Wasserbecken gesehen hat, der wird nicht den Eindruck haben gewinnen können, dass er sich in einem einstigen Flussthale befinde. Wenn auch die Ufer zuweilen von beiden Seiten in steilem Abhang an den See herantreten, so ist eine solche thalartige Einengung der Wasserfläche doch nie auf grosse Strecken wahrzunehmen; immer wieder werden die steilen Ufer durch weite Ausbuchtungen des Sees, welche sich als Bodensenken auch auf dem Lande fortsetzen, unterbrochen.

Wir beginnen die orographische Betrachtung der Ufer bei der Stadt Rhein. In diesem nördlichsten Theile der grossen Wasserrinne ist die Umgrenzung des Sees fast überall von steilen Gehängen gebildet. Doch ist auch hier den Erhebungen nicht selten ein Streifen flachen Landes vorgelagert. Ausserdem zeigt dieses Land einen so »buckligen« Charakter, dass die so vielfach gegliederte Seefläche nur als die mit Wasser ausgefüllte tiefste

Einsenkung desselben erscheint. Die reiche Abwechselung, welche durch die grösseren oder kleineren Erhebungen des Bodens, durch die weiteren oder schmäleren Ausbuchtungen des Sees in die sonst gleichartigen Ufergehänge gebracht wird, entspricht keineswegs dem Bilde eines Flussthales.

Anders gestaltet sich das Bild, sobald wir das Talter-Gewässer betreten, das sich ohne äusserlich sichtbare Grenze unmittelbar an den Rhein'schen See anschliesst. Hier, wo der ganze Wasserstreifen seine grösste Breite von 1,8 Kilometer erreicht, begleitet ein theilweise ganz flaches Ufer den See. Die Anhöhen ziehen sich auf der O.-Seite weit von dem Wasser zurück und nur die westliche Umrahmung zeigt noch ein steileres Gehänge.

Betrachten wir die orographischen Verhältnisse dieses gesammten Seengebietes, so erscheint uns das Talter-Gewässer als der westlichste Theil einer mächtigen Bodensenke, welche im O. bis an den Löwentin-See und die Paprodtker Berge sich erstreckt, im S. bis nahe an den Spirding-See heranreicht und im N. von einer hohen Hügelkette begrenzt wird. Zahlreiche Seen kennzeichnen dieselbe und einige ausgedehnte Moorbrüche deuten darauf hin, dass hier vor nicht allzu langer Zeit eine grosse dem Spirding-See gleichkommende Wasserfläche sich ausgebreitet hat. Der Nielitzer, der Talter und der Hayte-Bruch sind wahrscheinlich die heute vermoorten Theile eines und desselben Sees.

Bei Talten, wo sich das Talter-Gewässer wieder einzuengen beginnt, nähern sich auch im O. höhere Erhebungen der Wasserfläche und hier haben wir eine in der That an ein Flussthal erinnernde tiefe und schmale Einsenkung des Landes vor uns. Bis auf 300 Meter kommen nördlich von Nikolaiken die beiden Ufer einander nahe und bei dieser Stadt selbst erfährt das Wasserbecken eine Einschnürung auf kaum 100 Meter. Die O.-Ufer erreichen eine ziemlich bedeutende Höhe; in ihrer grössten Erhebung von 155,4 Meter überragen sie den Wasserspiegel um nahezu 40 Meter.

Südlich von Nikolaiken setzt sich der See, der von hier an schon vielfach dem Spirding-See zugerechnet wird, in einer durchschnittlich 500 Meter breiten Wasserrinne fort, welche ebenfalls durch die sie auf beiden Seiten begleitenden Höhen durchaus das

Aussehen eines Flussthales erhalten hat. Indess bald erweitert sich das Becken weit nach O., und, wenn auch die Wasserfläche selbst nur 1 Kilometer breit wird, so senkt sich doch das Ufer der O.-Seite so sehr herab, dass der Charakter eines Flusses wieder vollständig verschwindet. Es beginnt bereits die mächtige Bodensenke, welche zum grössten Theile von dem Spirding-See eingenommen wird. Der See selbst theilt sich kurz darauf in zwei Arme, von denen der eine in den Spirding-See führt, der andere dagegen als Beldahn-See nach SW. umbiegt.

Eine ganz flache Landzunge bildet zunächst die Grenzscheide zwischen Spirding-See und Beldahn-See. Sobald sich jedoch die Wasserfläche des letzteren auf 300 Meter verengt hat, treten auch auf der O.-Seite wieder steile Anhöhen an den See heran, die mit dem steilen W.-Ufer auf eine kurze Strecke hin eine schmale flussartige Thalrinne schaffen. Bald aber erweitert sich das Thal und in Folge der vielen buchtartigen Ausläufer des Sees, die sich meist auf dem Lande noch als Bodeneinsenkungen zu erkennen geben, haben wir ein der bei dem Rhein'schen See geschilderten Landschaft sehr ähnliches Bild vor uns. Die Seefläche verliert ganz das Aussehen eines Flussthales, obwohl die Wasserfläche zuweilen von beiden Seiten von steilen Gehängen begrenzt wird. Die fortwährenden Erweiterungen und Einschnürungen entsprechen eben durchaus dem Masurischen Landschaftstypus; nur die zwischen den zahlreichen Bodenerhebungen eingesenkten Vertiefungen sind mit Wasser angefüllt und erst ihre reihenweise Aneinanderkettung erweckt den Eindruck eines grossen Flussbettes. Eine Senkung oder Hebung des Wasserspiegels würde der Wasserfläche oft ein so anderes Aussehen verleihen können, dass selbst ein Blick auf die Karte nicht mehr zu der Annahme führen würde, dass man es in diesen langgestreckten Seen mit einem Flusslauf zu thun habe. Trotzdem darf nicht geleugnet werden, dass auf kurze Strecken hin die Seen allerdings wie die durch Wassererosion geschaffenen Verbindungsgräben benachbarter grosser Wasserbecken erscheinen.

Dem südlichen Ende des Beldahn-Sees ist ein ziemlich hohes hügeliges Land vorgelagert. Die Wasserfläche wird dadurch gezwungen, sich zu theilen. Während der eine Arm sich in dem

Wigrinner-See nach S. fortsetzt, führt der andere Arm durch einen künstlichen Graben in den sich westöstlich erstreckenden Guszin-See. Durch eine natürliche Bodensenke steht dadurch der Beldahn-See sowohl mit dem Warnold- und Spirding-See, wie mit dem die grosse Wasserrinne gleichsam fortsetzenden Nieder-See im Zusammenhang.

Der mannigfaltigen Gliederung in der Gestalt entspricht ganz die Bodenplastik dieser Seen. Auch stehen die Oberflächenformen des Seeuntergrundes mit denen der Seeumrahmung vortrefflich im Einklang. Wiederholt wird die Wasserrinne von Untiefen durchzogen und je buckliger das Land um den See, um so grösser ist die Zahl selbständiger Becken in dem See.

Der Rhein'sche See, dessen Spiegel 117,2 Meter über der Ostsee liegt, zeigt zunächst in seinem nördlichen von NO. nach SW. sich erstreckenden Theil ein vielverzweigtes, fast überall über 10 Meter tiefes Becken, das in einer Erweiterung am südlichen Ende sogar eine Maximaltiefe von 47 Meter aufweist. Ueberhaupt ist dieser See verhältnissmässig sehr tief. Wir finden auf ein weites Gebiet hin eine Einsenkung von über 20 Meter und auch die 25 Meter Isobathe umspannt noch eine ziemlich grosse Fläche. Der Untergrund ist aber ein ausserordentlich unebener. Der Charakter der Seeumgebung setzt sich auch unter dem Wasser fort. Die tiefsten Stellen treffen wir gerade dort, wo die steilsten Ufer an den See herantreten. Der Bodensatz ist längs der Ufer durchweg sandig.

Dem Rhein'schen See schliessen sich nordöstlich zwei kleine Wasserbecken an, welche sich in derselben Längsrichtung erstrecken und so gewissermaassen als eine Fortsetzung davon anzusehen sind. Doch erhebt sich ihr Spiegel ziemlich bedeutend über den des Rhein'schen Sees. Der zunächst liegende nur 0,59 Quadratkilometer grosse Ollof-See hat eine Meereshöhe von 122,5 Meter, der folgende, 1,14 Quadratkilometer umfassende Orlener-See eine solche von 124,3 Meter. Für die Morphologie dieses Seengebietes sind die kleinen Wasserbecken darum von besonderem Interesse, weil dieselben in einem weit höheren Niveau gelegen doch sowohl in der Form des Untergrundes als auch in der Umrahmung ganz das nämliche Bild zeigen, welches

wir oben an dem Rhein'schen See kennen lernten. Entsprechend der hügeligen Umgebung ist auch in diesen Seen der Boden sehr mannigfaltig gestaltet. Wir finden in beiden Wasserbecken mehrere tiefe Einsenkungen von 20 Meter und darüber, welche durch Bodenerhebungen von einander getrennt sind. Auch zeigt die Uferlinie zahlreiche Krümmungen und Ausbuchtungen.

Doch kehren wir zu dem Rhein'schen See zurück. Dort, wo die nordost-südwestliche Richtung dieses Beckens in die nord-südliche umbiegt, treffen wir auf eine unter ziemlich steiler Böschung aus einer Tiefe von 34 Meter aufsteigende Erhebung des Bodens, welche bei einer Senkung des Spiegels um 3 Meter bereits zu Tage treten würde. In dem weiteren Verlauf des Sees zeigen sich dann entsprechend der starken Zergliederung der Wasserfläche eine Reihe selbständiger Becken, die auch äusserlich in den Verzweigungen und Ausbuchtungen als solche sich zu erkennen geben. Erst an der Stelle, wo der See sich bedeutend erweitert und wo seine nordsüdliche Richtung in eine nordwest-südöstliche übergeht, beginnt der Untergrund sich wieder weit unter 20 Meter herabzusenken. Allein obwohl die 10 Meter-Isobathe ein bis zu der abermaligen Einengung der Wasserfläche bei Talten sich erstreckendes Gebiet umschliesst, stellt sich doch auch dieser Theil der grossen Wasserrinne in seinem Untergrund als ein mehrfach gegliedertes Becken dar. Wir erkennen hier im Talter-Gewässer deutlich 3 tiefere Einsenkungen, welche durch bis zu 15 Meter sich erhebende Höhenrücken von einander geschieden sind. Das nördlichste hat eine Maximaltiefe von 36 Meter, senkt sich aber an vielen Stellen unter 25 Meter herab. Bei der zweiten, bei weitem tiefsten Einsenkung umfasst noch die 25 Meter-Isobathe ein Gebiet von über 2 Kilometer Längsterstreckung. Die grösste Tiefe beträgt hier 51 Meter, überhaupt die bedeutendste Einsenkung der gesammten Masurischen Seen, soweit dieselben hier zur Besprechung gekommen sind. Auffallend ist, dass diese tiefe Stelle gerade dort sich befindet, wo der See seine grösste Breite hat und wo zugleich die Umgebung nach O. hin eine weite, theils von Moorbrüchen eingenommene Bodenmulde

zeigt. Diese Thatsache bestätigt unsere oben ausgesprochene Vermuthung, dass das Talter-Gewässer der Rest eines jetzt verschwundenen grossen Wasserbeckens ist.

Die dritte selbständige Bodensenke reicht ebenfalls bis zu beinahe 40 Meter herab. Dann steigt aber der Boden des Talter-Gewässers rasch zu einer Untiefe von 2 Meter an, um allerdings kurz darauf wieder bis zu 26 Meter sich zu vertiefen. Die Richtung der Wasserfläche nimmt an dieser Stelle einen mehr von NNW. nach SSO. gerichteten Verlauf an. Nach Nikolaiken hin verflacht sich das Becken allmählich bis auf 4 Meter. Doch unmittelbar nach der Einengung des Sees bei dieser Stadt senkt sich der Boden wieder tief ein. An mehreren Stellen gelangen wir erst nach 22, 21 und 25 Meter auf den Grund. Der nach dem Spirding-See sich erstreckende Arm der Wasserfläche ist ziemlich flach; nur an einer Stelle beträgt die Tiefe noch 18 Meter. Der Beldahn-See zeigt dagegen sehr bald eine Tiefe von 24 Meter, nachdem zuvor allerdings auch hier der Boden bis auf 15 Meter angestiegen war. In dem weiteren Verlauf erweist sich dieser See ebenfalls in der Oberflächenform seines Bodens entsprechend den zahlreichen Krümmungen der Uferlinien vielfach gegliedert. Wir treffen noch auf zwei besonders hervortretende Becken, von denen das eine 31 Meter, das andere 30 Meter tief ist. Dazwischen erhebt sich der Boden an einigen Stellen bis zu 8 Meter unter dem Seespiegel. Weiter nach S. nimmt die Tiefe immer mehr ab, sodass das letzte tiefere, aber abgeschlossene Becken nur noch 17 Meter Maximaltiefe hat. In dem Guszin-See berührt das Loth bereits nach 7 Meter, in dem Wigrinner-See nach 2 Meter den Boden.

Der Bodensatz des Beldahn-Sees ist nach den Angaben des Fischereiamtes zumeist Sand, an dessen Stelle zuweilen auch Moorboden tritt, z. B. in der weiten Ausbuchtung bei Wigrinnen.

An diesen durch seine Ausdehnung grossartigen Seenkomplex fügt sich im O. der gewaltige Spirding-See (Tafel IX) an, der mit seiner 105,9 Quadratkilometer umfassenden Fläche der grösste der Masurischen Seen ist. Bei einer westöstlichen Längsterstreckung von über 16 Kilometer beträgt die mittlere Breite noch

7 bis 8 Kilometer. Und dieser mächtige Wasserspiegel wird nur in seinem südlichen Theile von einigen Inseln unterbrochen.

An den Spirding-See schliessen sich zahlreiche kleinere Seen an, so im NO. der Luknainer See, im N. der nur durch eine schmale Landzunge abgegrenzte Tuchlinner-See, im NO. der flussartige Tirklo-See, welcher eine natürliche Wasserverbindung nach dem Löwentin-See beginnt, dann im SO. der Biallolafker-See, im S. der Sexter-See mit dem tief in's Land einschneidenden Katzaraino-See und endlich im SO. der Warnold-See, der durch den Weissuhner- und Guszin-See mit dem Beldahn-See in Verbindung steht. Es lagert sich also auch um den Spirding-See ein mächtiger, vielgestaltiger Seenkomplex.

Der Spirding-See

ist mit seinem Spiegel 117,1 Meter über der Ostsee gelegen. Die Ufer sind in ihrer Gestalt mannigfachem Wechsel unterworfen. Doch zeigt die Landschaft in der Seeumgebung einen mehr sanftwelligen Charakter. Dementsprechend biegen die Ausbuchtungen des Sees gewöhnlich nicht in scharfen Spitzen und Haken ein, sondern Vorsprung und Bucht gehen meist in abgerundeten Formen in einander über. Fast nirgends treten steil aufragende Ufer von bedeutenderer Höhe an das Wasser heran und die Isohypsen verlaufen in weiten Abständen von einander, sodass die Böschungswinkel auf dem Lande überall einen sehr kleinen Betrag haben. Die ganze Landschaft hat hier an Wildheit verloren.

Betreten wir von dem Talter-Gewässer aus den Spirding-See, so haben wir zunächst in dem nördlichen Theil der W.-Küste des Sees ein ziemlich niedriges, flaches Land, das sich nach N. hin allmählich erhebt. Nachdem wir dann in der den Luknainer See abtrennenden Landzunge wieder flaches Terrain antreffen, beginnt das nördliche Ufer in seinem weiteren Lauf sehr bald zu steigen und schon bei dem Orte Luknainen selbst treten grössere Anhöhen dicht an das Wasser heran. Fast auf ihrer ganzen Erstreckung behält das N.-Ufer steilere Gehänge; nur ab und zu unterbrechen flache Einsenkungen des Bodens das Einerlei der

Küste. Mit dem Einschnitt des Tuchlinner-Sees ändert sich der Charakter der Landschaft, eine ausgedehnte Niederung ist den grösseren Erhebungen des Landes vorgelagert. Bei dem Orte Tuchlinnen finden wir allerdings noch 16 Meter über dem Wasserspiegel sich erhebende Anhöhen, dann aber bildet bis zum Tirklo-See ein flaches, theils mooriges Land die Umrahmung des Sees. Auch die Ostseite des Spirding-Sees wird von flachwelligem Terrain eingenommen, das nur 15 bis 20 Meter über den Wasserspiegel aufragt. Etwas steiler sind wieder die Ufer nördlich von dem Eingang in den Biallolafker-See. Auch südlich davon treten die Ufer noch in starker Böschung aus dem Wasser heraus. Doch beträgt hier die Höhe des Landes noch nicht 15 Meter.

Im S. treffen wir auf die grösste Ausbuchtung des Spirding-Sees, den Sexter-See, dessen Fläche 3,5 Kilometer Länge und 2,5 Kilometer Breite besitzt. Die Umrahmung des Sexter-Sees ist zum grössten Theil ausserordentlich flach. Im S. lehnt sich an denselben eine breite Niederung an, die uns gleichsam als die trocken gewordene Fortsetzung davon erscheint. Am steilsten steigt das Ufer im N. und W. an. Auch der Katzaraino-See ist in ein flachwelliges Terrain eingebettet. In der breiten Verbindungsstrasse zum Spirding-See ragt eine ziemlich grosse Insel aus dem Wasser hervor, welche nach N. steil abfällt. In dem weiteren Verlauf zeigt das S.-Ufer sanfte Gehänge, welche aber an ein höheres Hinterland sich anlehnen. Die Küste selbst erhebt sich nirgends 10 Meter über dem Wasserspiegel. Eine Unterbrechung erfährt die Uferlinie wieder in der SW.-Ecke des Sees, wo der Warnold-See sich abzweigt. Westlich davon bildet ebenfalls ein flachwelliges niedriges Land das Ufer, kurz vor dem Beginn des Talter-Gewässers beträgt die höchste Erhebung nur noch 14,4 Meter. Dann senkt sich das Land sanft zum Seespiegel herab.

So zeigt uns bereits die orographische Betrachtung des Uferlandes, dass wir es im Spirding-See mit einem ganz anderen Becken zu thun haben, als es die bisherigen Seen waren. Er ist zwar ebenfalls wie der Löwentin-See und der Mauer-See

ein Flächensee, indess von weit grösserer Ausdehnung und von ganz anderem Charakter der Seeumgebung. Auch fehlen innerhalb der grossen Seefläche jegliche Inseln. Nur im SO. ragen als Fort Lyck und Spirdingswerder einige Erhebungen des Bodens weit aus dem Seespiegel hervor; allein diese bilden fast schon die S.-Grenze der Wasserfläche. In dem übrigen Seegebiet findet das Auge nirgends eine Unterbrechung, selbst die in dem Löwentin-See so häufigen Schilfinseln sind hier nicht vorhanden. Man möchte wohl meinen, dass der Untergrund dieser gewaltigen Seefläche sich eben zu tief unter dem Spiegel einsenkt, dass selbst grössere Erhebungen nicht mehr über denselben hinauszuragen vermögen. Indess die Tiefenkarte lehrt uns, dass gerade der grösste aller Masurischen Seen der verhältnissmässig flachste ist. Nur an einer einzigen Stelle senkt sich der Untergrund zu einer Tiefe von 25 Meter herab; meist beträgt dagegen die Tiefe nur wenig über 10 Meter. Trotzdem beweisen die zahlreichen Krümmungen der Isobathen, dass auch hier der Boden des Sees keineswegs ein ebenes Becken bildet. Es ist ein sanftwelliges, hügeliges Terrain, das uns bei einem Trockenlegen des Sees zu Gesicht kommen würde. Wir erkennen daraus wiederum deutlich, wie sich die Oberflächengestalt des Masurischen Landes stets auch unter dem Wasserspiegel fortsetzt, sodass die Seen als nichts anderes als die Wasseransammlungen in den tiefsten Einsenkungen des Bodens erscheinen.

Den gleichen Charakter der Bodenplastik wie der Spirding-See zeigen auch die meisten der sich an denselben anschliessenden Wasserbecken. Im NW. bildet der 6,2 Quadratkilometer grosse

Luknainer See

entsprechend der flachwelligen Umgebung eine Bodensenke von nur 5 Meter Maximaltiefe. Nicht tiefer ist das Becken des

Warnold-Sees

im SW., der mit seiner 4,7 Quadratkilometer grossen Wasserfläche ebenfalls in ein niedriges Hügelland eingebettet ist. Auch der

Sexter-See

erlangt nur theilweise eine 5 Meter übersteigende Tiefe. Die grösste Einsenkung in demselben beträgt 7 Meter. Ein ganz anderes Gebilde tritt uns dagegen in dem

Biallolafker-See

entgegen. Das beinahe 3 Kilometer lange und bis zu 1,5 Kilometer breite Wasserbecken hat eine Maximaltiefe von 35 Meter. In seiner südlichen Ausbuchtung zeigt es noch eine zweite Einsenkung von nahezu 20 Meter. Der Untergrund erscheint demnach als ein durchaus unebener. Dem entspricht nun keineswegs die Seeumgebung, die fast überall sehr flach ist. Nur an das N.- und S.-Ufer treten stellenweise steile Gehänge an das Wasser heran, die sich aber nur wenige Meter über den Spiegel erheben. Bedenken wir jedoch, dass ein grosser Theil der Seeumgebung von Mooren eingenommen wird, so liegt die Vermuthung nahe, dass wir es in dem Biallolafker-See ähnlich wie in dem Taltowisko-See mit dem noch als See übrig gebliebenen Rest eines einstigen grossen Wasserbeckens zu thun haben.

Der Spiegel dieses Sees senkt sich wieder um 0,63 Meter. Während die Seehöhe des Spirding-Sees noch 117,1 Meter beträgt, befindet sich die Oberfläche des Biallolafker-Sees nur noch 116,4 Meter über der Ostsee. Ueber den Bodensatz der letztgenannten Wasserbecken fehlen nähere Angaben. Die Umgebung der Insel Fort Lyck zeigte einen sandigen Untergrund mit einer Menge diluvialer Gerölle bedeckt.

Die Profile der Seen.

Zur Veranschaulichung der im Vorstehenden gegebenen orographischen Schilderungen tragen die auf der Tafel X dargestellten Profilzeichnungen einiger der besprochenen Seen wesentlich bei. Dieselben lassen noch in viel klarerer Weise den gleichen Oberflächencharakter des Bodens über und unter dem Seespiegel erkennen. Besonders lehrreich ist das letzte Profil, welches quer durch das Land von dem Talter-Gewässer bis zum Luknainer See führt. Nach dem flachen Luknainer See fällt das Land sanft

ab, während die tiefe Einsenkung des Talter-Gewässers auch in den steilen Böschungen des Ufers sich anzeigt.

Die zur Darstellung gekommenen Profile sind so gewählt, dass dieselben möglichst durch die tiefste Stelle des Sees gehen. Weiter sind meist zwei auf einander senkrechte Querschnitte gezeichnet worden. Dabei ist auch auf die Gestaltung des Beckens Rücksicht genommen, indem die eine Profillinie in der vorherrschenden Längsterstreckung desselben gezogen wurde. Durch diese nach einheitlichem Gesichtspunkt geleitete Art der Darstellung möchten vielleicht auch die Querschnitte der verschiedenen Seen untereinander vergleichbar werden. Ausserdem hat aber den Verfasser zu einer solchen Auswahl der Profile eine Aeusserung bestimmt, welche Geistbeck[1]) bei der Besprechung der Bayerischen Seen gethan hat, dass nämlich die meisten Seen innerhalb der Moränenlandschaft in ihrem unteren Theile eine tiefere Einsenkung aufweisen, als in ihrem oberen, dass also die Becken sich weit allmählicher vertiefen, als sie dann wieder sich verflachen. In den Masurischen Seen ist von einer solchen Gesetzmässigkeit keine Rede. Der Untergrund dieser Seen ist so mannigfach gestaltet, dass es überhaupt unmöglich sein würde, aus den zahlreichen Becken ein Gesetz herauszulesen. Wenn daher diese Thatsache für die Erosion eines Sees durch Gletscher beweisend sein soll, so würden die Masurischen Seen nicht auf eine solche Entstehung zurückgeführt werden dürfen.

Die mittleren Tiefen der Seen.

Man hat vielfach geglaubt, dass das Verhältniss von Tiefe zur Flächengrösse in einem bestimmten Zusammenhange mit der Bildung eines Seebeckens stehe. Als flache Becken erscheinen die Seen in der bayerischen Moränenlandschaft der diluvialen Alpengletscher. In gleicher Weise zeichnen sich die grossen nordamerikanischen Wasserbecken durch verhältnissmässig geringe Tiefe aus. Auch diese Seen liegen noch innerhalb der einstigen Eisbedeckung des amerikanischen Kontinentes. Wir wollen daher

---

[1]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Leipzig 1885. S. 31.

zusehen, ob die Masurischen Seen, welche doch ebenfalls in einem vergletschert gewesenen Gebiet liegen, ein derartiges Gesetz erkennen lassen.

Wollte man bei der Feststellung der mittleren Tiefe der Seen streng mathematisch verfahren, so müsste man zunächst das Volumen der Wassermasse berechnen und dann die Höhe des geraden Prismas, welches die Wasserfläche des Sees zur Grundfläche hat und die Wassermasse desselben fasst, bestimmen. Indessen da eine derartige Rechnung eine ausserordentlich zeitraubende ist, der Zeitaufwand aber keineswegs mit dem Ergebniss im Einklang steht, so ist es zweckmässiger, in der Weise die relative Einsenkung eines Sees zu bestimmen, dass man einfach das Verhältniss der grössten Tiefe zu der Seite eines der Seefläche gleichen Quadrates ermittelt. Man erhält dadurch zwar keine einwurfsfreien Vergleichswerthe, vermag aber doch aus den Ergebnissen einen ungefähren Schluss auf die mittlere Tiefe zu ziehen. Dieser Schluss wird um so eher zulässig sein, je gleichmässiger das Becken gestaltet ist.

Die von Geistbeck ausserdem noch durchgeführte Berechnung des Verhältnisses der Tiefe zum Areal des Sees ist aus mathematischen Gründen zu verwerfen [1]).

Für die Masurischen Seen erhalten wir folgende Werthe [2]) (siehe umstehende Tabelle).

Die relativen Einsenkungen sind also in den Masurischen Seen ausserordentlich verschiedene. Dieselben schwanken zwischen 1 : 32 (Ollof-See) und 1 : 499 (Luknainer See). Doch lassen sich aus den obigen Werthen folgende Sätze leicht herauslesen:

1. Die flussartigen schmalen Seen sind durchweg verhältnissmässig tiefer als die Flächen-Seen.

2. Die Tiefe nimmt mit der Flächengrösse der Seen im allgemeinen ab.

---

[1]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Leipzig 1885. S. 19.

[2]) Die Werthe für die Arealgrössen der Seen verdanke ich dem Herrn Oberfischmeister Hauptmann Scriba in Lötzen. Diejenigen Seen, für welche genaue Angaben fehlten, sind durch Sternchen gekennzeichnet.

	Arealgrösse	Grösste Tiefe	Verhältniss der Tiefe zur Arealgrösse	Reihenfolge nach der Grösse	der relativen Tiefe
Mauer-See	16,65	38,5	1 : 103	7	14
Schwenzait-See	8,29	24,0	1 : 120	3	13
Dargainen-See	19,79	29,5	1 : 151	4	10
Kissain-See	25,30*	28,0	1 : 179	3	8
Kl. Steinorter See	0,51	5,0	1 : 143	23	11
Labab-See	4,50*	14,0	1 : 152	14	9
Doben'scher See	17,76	19,5	1 : 215	6	6
Löwentin-See	25,36	37,0	1 : 136	2	12
Jagodner-See	4,82	34,0	1 : 65	12	19
Gr. Hensel-See	4,83	26,0	1 : 84	11	17
Gurkler-See	0,56	8,0	1 : 94	22	15
Kl. Hensel-See	0,66	3,0	1 : 271	20	5
Gr. Schimon-See	1,82	3,0	1 : 457	17	2
Kl. Schimon-See	0,37	12,0	1 : 51	24	22
Gr. Kotteck-See	0,22	2,5	1 : 188	25	7
Taltowisko-See	3,24	35,0	1 : 54	15	20
Lawker-See	0,78	17,0	1 : 52	19	21
Orlener-See	1,14	20,0	1 : 50	18	23
Ollof-See	0,59	24,0	1 : 32	21	25
Rhein'scher See u. Talter-Gewässer	17,85	51,0	1 : 83	5	18
Beldahn-See	7,93	31,0	1 : 91	9	16
Spirding-See	105,95	25,0	1 : 412	1	4
Luknainer See	6,22	5,0	1 : 499	10	1
Warnold-See	4,71	5,0	1 : 434	13	3
Biallolafker-See	3,00*	35,0	1 : 49	16	24

3. Ist die Umgebung der Seen eine flachwellige — Spirding-, Warnold-, Luknainer-, Kl. Hensel- und Gr. Schimon-See —, so ist die Bodeneinsenkung dementsprechend gering.

4. Die von Moorbrüchen umgebenen Seen — Taltowisko-See, Biallolafker-See und z. Th. auch Talter-Gewässer — sind vielfach sehr tief.

5. Die höher gelegenen Seen — Kl. Schimon-See, Lawker See, Orlener See und Ollof-See sind relativ genommen die tiefsten Wasserbecken.

Eine gewisse Gesetzmässigkeit in den obigen Zahlen kann demnach nicht geleugnet werden.

Vergleichen wir die für die Masurischen Seen erhaltenen Werthe mit den von Geistbeck für die Alpenseen berechneten[1]), so ergiebt sich, dass die meisten Wasserbecken der ostpreussischen Seenplatte noch flacher sind als die oberbayerischen Vorlandseen der Alpen, indem diese zwischen den Verhältnissen 1 : 65 und 1 : 122 sich bewegen. Bei den flachsten alpinen Gebirgsseen ist der grösste Betrag dieses Verhältnisses 1 : 42, es kommt unter den beobachteten Masurischen Seen nur der Ollof-See den alpinen Gebirgsseen in dieser Hinsicht gleich. Da nun Geistbeck nachgewiesen hat, dass die Tiefe der Erosionsbecken in dem Gebirge wegen der dort mehr vertical wirkenden Kraft des fliessenden Wassers am grössten ist, so sind einige Werthe der relativen Einsenkung in den Masurischen Seen doch geeignet, uns auf die Vermuthung einer auch hier zuweilen unter grösserem Gefälle zur Wirkung gekommenen Erosionskraft zu bringen.

Allgemeines Ergebniss der Tiefenmessungen.

Die Tiefenmessungen in den Masurischen Seen haben in erster Linie zu folgendem Ergebniss geführt:

Die Oberflächengestalt unterhalb des Seespiegels entspricht vollständig derjenigen oberhalb desselben.

Dieser Satz gilt ebensowohl für die flächenhaft sich ausbreitenden wie für die flussartig sich erstreckenden Wasserbecken. Die Uebereinstimmung des Seeuntergrundes mit der Umgebung ist so gross, dass man ohne weiteres aus der Gestaltung der letzteren auf die des ersteren schliessen kann. Hiernach ist es also in dem betrachteten Gebiete Masurens geradezu möglich, ohne Lothung zwar nicht die absolute Tiefe eines Sees, wohl aber die

---

[1]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Leipzig 1885. S. 20.

Eigenart der Bodenplastik desselben anzugeben. Einer sanftwelligen Uferlandschaft entspricht stets auch ein gleichmässiger gestalteter Seeboden, während die typische »bucklige Welt« in der Umrandung auch in den Tiefenverhältnissen des Sees entgegentritt. Ein Sinken oder Steigen des Wasserspiegels würde also den Charakter der Landschaft nicht zu verändern im Stande sein.

Als ein weiteres, nicht unwichtiges Ergebniss der Lothungen ist der Nachweis zu bezeichnen, dass die langgestreckten, flussartig gestalteten Becken auch in dem Bodenrelief der Flächenseen vorhanden sind. Am deutlichsten zeigt sich eine solche lang ausgestreckte Einsenkung in dem nördlichen Theile des Mauer-Sees. Aber auch in dem Kissain-See, dem Dargainen-See und dem Löwentin-See sind rinnenartige Vertiefungen zu finden, die freilich entsprechend der sanftwelligen Umgebung eine meist ziemlich breite Sohle aufweisen. Eine Senkung des Wasserspiegels würde uns hier also an Stelle des Flächensees mehr oder minder schmale Flussseen schaffen. Die Bezeichnung Flächensee kommt, wenn wenigstens damit angedeutet werden soll, dass ein einheitliches, auch in seinem Untergrund flächenhaft ausgedehntes Becken vorliegt, eigentlich nur dem Spirding-See zu.

Endlich lehren uns die Tiefenkarten noch, dass die in der oberflächlichen Seengestalt und in der Orographie des Masurenlandes überhaupt vorherrschende nordwest-südöstliche und nordost-südwestliche Richtung auch in den Bodensenken unter dem Wasserspiegel überall wiederkehrt. Auch hierin stimmen somit die Oberflächenformen in und um den See mit einander überein.

Beziehung der Tiefenverhältnisse zu der Entstehung der Seen.

Die Uebereinstimmung der Bodengestalt unterhalb wie oberhalb des Seespiegels beweist zunächst, dass für die Entstehung der Seebecken wie für die Bildung der Oberflächengestalt des Landes nur dieselben Ursachen angenommen werden dürfen. Die nämliche Kraft, welche die zahlreichen Bodensenken schuf, muss

auch die Hügel und Buckel hervorgebracht haben. Nicht in ein vorher ebenes Land sind die Seebecken eingegraben, sondern jene Seen sind nichts weiter, als die in den tiefsten Stellen eines auf irgend eine Weise ausserordentlich mannigfaltig gestalteten Landes angesammelten Wassermengen, welche auch als das zu Tage tretende Grundwasser betrachtet werden können [1]). Es sind Wasseransammlungen, die nur ihrem verhältnissmässig jugendlichen Alter ihre Fortdauer bis in die Jetztzeit verdanken. Einmal reicht die in diesem Gebiet niederfallende Regenmenge nicht aus, um den Seen, die zur Zeit ihres Entstehens wohl meist abflusslos waren, genügend tiefe Abflussrinnen zu graben; dann aber gestattet auch der vielfach sandige und durchlässige Diluvialboden dem Wasser ein unterirdisches Abströmen, sodass nur ein geringer Theil des atmosphärischen Niederschlages wirklich zur Erosionswirkung gelangen kann.

Dieser aus den orographischen Verhältnissen gezogene Schluss wird auch durch eine geologische Erscheinung noch bestätigt. In dem Gebiete der baltischen Seenplatte findet man nämlich das Obere Diluvium, gewöhnlich als die Grundmoräne der letzten Vereisung bezeichnet, so abgelagert, dass es überall den Höhen und Tiefen des Landes folgt, und sich an den Gehängen der Seen bis an deren Wasserfläche hinabzieht [2]). Dieses Anschmiegen des Oberen Diluviums an die vorhandenen unterdiluvialen Bodenwellen ist durch die Aufschlüsse der Eisenbahnlinie Berent-Hohenstein, welche JENTZSCH in diesem Jahrbuch für 1885 veröffentlicht hat [3]), für Ostpreussen hinreichend bewiesen. Aber auch an den von dem Verfasser besuchten Seen tritt der Geschiebemergel und der obere Decksand

---

[1]) Siehe auch: A. JENTZSCH, Die geognostische Durchforschung der Provinz Preussen im Jahre 1876 (Schriften d. phys.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg, 1876) und: A. JENTZSCH, Ueber die Moore der Provinz Preussen (Schriften d. phys.-ökon. Gesellsch. zu Königsberg, 1878).

[2]) Auch in der Uckermärkischen Moränenlandschaft zeigt das Obere Diluvium eine derartige Ablagerung. F. WAHNSCHAFFE, Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Dieses Jahrb. 1887.

[3]) A. JENTZSCH, Das Profil der Eisenbahn Berent - Schöneck - Hohenstein. Dieses Jahrb. 1885.

bis unmittelbar zu dem Wasserspiegel heran und es ist sehr wahrscheinlich, dass er sich auch unter dem Wasser fortsetzt, ebenso wie eine geringe Hebung des Spiegels denselben vor unseren Augen darunter verschwinden lassen würde. Eine solche Ablagerung unterhalb wie oberhalb des Seespiegels beweist aber zweifellos eine einheitliche Entstehung der gesammten Oberfläche, ganz ungeachtet, ob dieselbe zur Zeit mit Wasser bedeckt ist oder nicht.

Ueber die Entstehung der baltischen Seen sind drei Ansichten vorwiegend, die oft mit einander verknüpft, oft allein die Bildung jener Wasserbecken erklären sollen. Man führt die Entstehung zurück:

1. auf tektonische Ursachen,
2. auf Glacialerosion,
3. auf Wassererosion.

Für die Annahme tektonischer Kräfte ist sicher die Thatsache, dass die Seen in ihrer Gestalt sowohl wie in ihrer Aneinanderreihung unverkennbar die beiden Richtungen NW. zu SO. und NO. zu SW. zeigen, von grosser Bedeutung. Dazu kommt noch, dass diese Richtungen auch in den Bodenerhebungen ausserhalb der Seen überall vorherrschen. In parallelen Streifen durchziehen die ganze baltische Seenplatte bald an einander gereihte Wasserbecken, bald ausgedehnte Hügelzüge. Deutlich tritt diese orographische Erscheinung auf allen Höhenschichtenkarten hervor [1]). Wenn man nun bedenkt, dass diese Streichrichtungen mit den grossen tektonischen Linien Mitteleuropas zusammenfallen, so ist die Vermuthung, dass die gesetzmässige Anordnung in der Oberfläche des baltischen Höhenzuges durch tektonische Vorgänge verursacht sei, gewiss nicht unberechtigt. Und in der That scheint die geologische Forschung immer mehr Beweise für den Zusammenhang dieser orographischen Verhältnisse mit tektonischen Linien zu erbringen. So glaubt JENTZSCH für West- und Ost-Preussen annehmen zu dürfen, dass hier in der Ober-

[1]) Besonders lehrreich ist hierfür eine zur Zeit noch im Druck befindliche Höhenschichtenkarte von der Provinz Preussen, welche von A. JENTZSCH und VOGEL bearbeitet wird.

flächengestalt ein in allerjüngster Zeit aufgefaltetes Gebirge uns entgegentrete [1]). Wahnschaffe will diese tektonischen Störungen in dem Grundgebirge des baltischen Höhenrückens zum Theil auf die Druckwirkung des gewaltigen von N. herandrängenden Eisstromes zurückführen. Man wird ihm hierin wohl ohne Bedenken beipflichten können, ebenso wie man gegen seine Ansicht, dass auch die späteren diluvialen Ablagerungen durch den Schub des Eises mannigfach aufgepresst und gefaltet seien, kaum irgendwelche Einwände zu erheben vermag [2]). Allein die tektonischen Umgestaltungen vermögen uns nur die Entstehung der grossen orographischen Züge eines Landes zu erklären. Bei der eigenartigen Gestaltung der einzelnen Seen waren andere Kräfte thätig; hier haben Eis und Wasser dem Boden seine Form gegeben.

Nach von Richthofen besteht die Arbeitsleistung des fliessenden Eisstromes in der Ablation, der Corrasion, dem Transport und der Ablagerung [3]). Von diesen Wirkungen müssen wir die Corrasion für das baltische Gebiet ausschliessen, da eine solche sich nur auf festem Gestein bethätigen kann. Die Ablation des Gletschers kommt dagegen für die Oberflächengestaltung des baltischen Landes wesentlich in Betracht, besonders wenn wir eine mehrmalige Vereisung annehmen. Bei dem abermaligen Vorrücken wird der Gletscher sicher in die durch die Abschmelzwässer der vorhergehenden Vereisung geschaffenen Thalungen eingedrungen sein und er wird diese vermöge seines mächtigen Druckes leicht haben erweitern und vertiefen können.

Die Möglichkeit einer solchen Wirkung muss entschieden zugestanden werden, und es ist keineswegs als Beweis dafür erforderlich, dass sich diese Abräumungsarbeit durch Verbiegungen und Aufquetschungen an den Seerändern noch zu erkennen geben muss, da diese Thätigkeit nicht als eine plötzliche, sondern als

[1]) A. Jentzsch, Ueber die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens. Schriften d. Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig. N. F. Bd. VII, 1888.

[2]) F. Wahnschaffe, Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Verhandl. d. VIII. deutschen Geographentages zu Berlin 1889. S. 139 und Nachtrag S. 236.

[3]) von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 242.

eine ganz allmähliche zu denken ist, ausserdem aber die später bei dem Rückzug des Gletschers erfolgte Wassererosion diese Schichtenstörungen wieder verwischt haben kann. Vielleicht sind jene mächtigen Bodensenken des Masurenlandes, welche durch zahlreiche Seen und Moore gekennzeichnet sind, auf diese Thätigkeit des Eises zurückzuführen.

Indessen darf doch keineswegs als die alleinige Ursache des heutigen Reliefs der baltischen Seenplatte die Ablation des Gletschers angesehen werden. Einmal vermag der Gletscher nur flache Becken, aber niemals tiefe Rinnen und Löcher durch Abräumung zu schaffen, und ferner sind alle auf diese Weise gebildeten Seen durch eine grosse Gleichmässigkeit des Untergrundes ausgezeichnet, was von den Masurischen Seen nicht ausgesagt werden kann.

Die dritte Arbeitsleistung des Gletschers, welche in dem Gesteinstransport und der Ablagerung und Aufschüttung von Material besteht, hat zweifellos einen bedeutenden Einfluss auf die Bildung des norddeutschen Bodens gehabt. Dennoch wird es ausserordentlich schwer halten, in den heutigen Oberflächenformen die Wirkung dieser Gletscherthätigkeit nachzuweisen, und zwar einfach aus dem Grunde, weil nach der Ablagerung des Gesteinsmaterials noch die Schmelzwässer an der Umgestaltung des Landes gearbeitet haben. Wo jedoch Erhebungen zweifellos durch das Material selbst verursacht sind, wie z. B. die von GEINITZ für Mecklenburg nachgewiesenen Geschiebestreifen[1]), die sich auch in andern Gebieten Norddeutschlands wiederfinden, wird man ohne Bedenken diese orographischen Erscheinungen auf die aufschüttende Thätigkeit des Gletschers zurückführen dürfen.

Die wichtigste modellirende Kraft in der baltischen Seenplatte waren aber die Schmelzwässer des Gletschers. Die Arbeit des fliessenden Wassers theilt sich nach VON RICHTHOFEN eben-

[1]) F. E. GEINITZ, Die Mecklenburgischen Höhenrücken (Geschiebestreifen) und ihre Beziehung zur Eiszeit. Stuttgart 1886. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. I.

falls in die vier Factoren: Ablation, Corrasion, Transport und Ablagerung[1]). Wie bei der Glacialerosion fällt auch die Corrasion des Wassers für das baltische Land fort, da dieselbe festes Gestein voraussetzt. Die übrigen drei Factoren können wir in ihrer gemeinsamen Wirkung besprechen; dieselben sind in lockerem Material nicht von einander zu trennen.

Um sich ein Bild von der Grösse der Wassermenge, welche in der baltischen Seenplatte nach der letzten Vereisung zur Wirkung gekommen ist, zu machen, bedarf es eines Rückblickes auf die klimatischen Verhältnisse jener Zeit. Aus den Spuren der Gletscher am nördlichen Rande des Harzes, in 500 Meter Meereshöhe, müssen wir schliessen, dass der baltische Höhenrücken von einer überaus mächtigen Eisschicht bedeckt war[2]). Wenn daher die Abschmelzung des Gletschers schnell vor sich gegangen ist, so waren die Wassermassen, welche derselbe in das Land entsendete, ganz bedeutende. Allein eine schnelle Abschmelzung des Gletschers würde eine mehr oder weniger plötzliche Aenderung des Klimas, eine rasche Zunahme der Temperatur voraussetzen. Da aber durchaus keine Beweise für einen derartigen Umschwung in den Temperaturverhältnissen erbracht worden sind, da ferner solche Klimasprünge auch in historischer Zeit niemals haben beobachtet werden können, so ist ein nur allmähliches Ende der Eiszeit sehr wahrscheinlich.

Indess ein rasches Abschmelzen in Folge erhöhter Temperatur würde grössere Wassermengen auch nur am Ende des Gletschers zur Wirkung kommen lassen. Denn das Zurückgehen des Gletschers hängt nicht sowohl von der Zunahme der Temperatur als vielmehr von der Verminderung des Niederschlages ab. Ein vorübergehend schnelles Abschmelzen bringt aber mächtige Wassermassen hervor, welche der Luft wieder durch Verdunstung grosse Dampfmengen zuführen. Strömt dann diese wasserdampfreiche Luft über das Eis hin, so wird dort in Folge der starken Abkühlung fortwährend Niederschlag entstehen, welcher das durch den

---

[1]) VON RICHTHOFEN, a. a. O. S. 133.

[2]) A. PENCK, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 193.

Schmelzprocess verlorene Eis zum Theil wieder ersetzt, das weitere Zurückgehen des Gletschers also verlangsamt. Weiter kommt hier noch die Thatsache in Betracht, dass dem Zurückgehen eines Gletschers stets ein Abnehmen desselben an Mächtigkeit in den oberen Gebieten vorausgeht[1]). Ehe das Rückschreiten des deutschen Inlandeises begann, fand demnach eine allgemeine Verdünnung dieser Eisdecke statt. Je weiter aber dann der Gletscher sich nach N. zurückzog, um so mehr verminderte sich gleichzeitig seine Mächtigkeit, sodass also auch dem entsprechend die Menge der Abschmelzwässer abnahm. Es ist dabei sehr wahrscheinlich, dass das Abschmelzen in den niederen Gebieten etwas schneller vor sich gegangen als in den höheren. Der baltische Höhenzug behielt somit seine Eishülle vielleicht noch, als bereits nördlich und südlich das Land vollständig eisfrei war. Diese selbständige Eismasse konnte natürlich keine bedeutende sein, weshalb auch die Wassermassen, welche davon in die vorliegenden Thäler abflossen und die letzte Gestaltung dieses Gebietes bewirkten, nur geringe waren.

Die Annahme einer liegengebliebenen, selbständigen Eisdecke auf dem baltischen Höhenzug, welcher auch BERENDT zuneigt[2]), erklärt am ungezwungensten die gleichmässige Abdachung desselben nach N. und S., indem die Schmelzwässer nunmehr auch nach N. einen Abfluss fanden. Ein allmähliges Zurückgehen des Eises über die ganze Platte hinweg hätte wohl bewirken müssen, dass dieselbe jetzt von zahlreichen Thalfurchen durchschnitten wäre.

Gegen die Annahme, dass die Abschmelzwässer durchaus nicht in besonders mächtigen Massen das Land durchströmt haben, scheint die Thatsache zu sprechen, dass die Bodensenken in der baltischen Seenplatte, so weit wir dieselben als die Erosionsthäler der eiszeitlichen Flüsse betrachten dürfen, sich durch eine ausserordentliche Breite auszeichnen. Breite Thäler setzen im Allgemeinen grosse Wassermengen voraus. Indess berechtigt

[1]) A. HEIM, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. S. 495.

[2]) G. BERENDT, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Dieses Jahrb. 1881.

doch die Weite eines Thales nicht allein zu dem Schlusse auf eine einstige grössere Wasserfülle[1]). Es fällt hier noch ein anderer Factor in's Gewicht, nämlich die Zeitdauer der Erosionswirkung. Eine geringe Wassermenge vermag besonders in lockerem Gesteinsmaterial sehr gut breite Thalungen zu schaffen, wenn dieselbe nur genügend lange arbeiten kann. Da wir nun mit grosser Wahrscheinlichkeit ein langsames Abschmelzen der Gletscher annehmen dürfen, so stehen die breiten Bodensenken keineswegs im Widerspruch mit der Behauptung, dass die zur Erosionswirkung gelangten Wassermassen keine bedeutenden gewesen sind.

Wenn nun weiter in Masuren die Oberflächengestalt unterhalb des Seespiegels dieselbe ist wie die oberhalb, so geht auch daraus hervor, dass zur Zeit der Bildung des Landes der Grund der Wasserbecken ebenso sehr der erodirenden Kraft des Wassers ausgesetzt war, wie die umgebenden Uferhöhen. Die mechanische Arbeit grösserer Wassermassen hätte dagegen in dem tieferen Theile des Landes zweifellos eine Oberflächenform schaffen müssen, welche von derjenigen des vom Wasser freigebliebenen Landes weit unterschieden war.

GEINITZ glaubte übrigens die Wirkung grösserer Wassermassen durch die Beobachtung erwiesen, dass viele der Seen, sowohl der kesselartig eingesenkten, wie der rinnenförmig ausgedehnten, an ihren Ufergehängen deutliche Abschnittsprofile zeigen, welche nur durch eine mächtigere Erosion geschaffen sein könnten. Auch WAHNSCHAFFE, der sich im Allgemeinen gegen die GEINITZ'sche Theorie ausspricht, giebt zu, dass alle diejenigen Seen, welche Abschnittsprofile an ihren Steilrändern zeigen, der Erosion durch glaciale Abschmelzwässer ihre Entstehung verdanken. Doch vermag der Verfasser, soweit er solche Steilgehänge an den Seen hat beobachten können, darin nicht einen zwingenden Beweis für eine Erosion mächtigerer Wassermassen zu erkennen. Man darf nicht vergessen, dass seit der letzten Vereisung auch Wind und Wetter und die Wellen des Sees an den Ufern gearbeitet haben. Betrachtet man sich nämlich ein solches

[1]) K. VON FRITSCH, Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888. S. 319.

Steilufer genauer, so findet man, dass den steilen Ufergehängen eine mehr oder weniger breite Bodenterrasse vorgelagert ist, welche theils über den Wasserspiegel hervorragt, theils auch unter demselben sich fortsetzt. Wo nun die steile Bodenerhebung zahlreiche Geschiebe aufweist, ist auch der Seegrund stets mit einer Menge von grossen Steinblöcken bedeckt, welche geradezu wie Anhäufungen durch die Seewellen erscheinen. Diese Thatsachen lehren deutlich, dass die Steilufer der Seen erst ein Werk der allerjüngsten Thätigkeit des Wassers sind, dass hier die Erosion erst stattgefunden hat, nachdem der See selbst längst vorhanden war. Die zahlreichen Geröllmassen auf dem Vorlandstreifen sind die Ueberreste des ehemals sich gleichmässig nach dem See abböschenden Ufers, die lockeren Theile des Bodens sind fortgeschwemmt, die festen und schweren liegen geblieben. Die tausendjährige Arbeit der Atmosphärilien in Verbindung mit der brandenden Seewelle hat das Ufer abgenagt und ein steiles Abschnittsprofil geschaffen, wo einst bei der Bildung des Landes noch sanft ansteigende Hügel sich erhoben [1]).

Bei der bisherigen Betrachtung haben wir noch das Gefälle, von dem ja die Grösse der Erosionswirkung wesentlich abhängt, unberücksichtigt gelassen. In dem baltischen Höhenrücken kann aber, nach den jetzigen orographischen Verhältnissen zu urtheilen, das Gefälle des fliessenden Wassers während der Eiszeit stellenweise ein ziemlich bedeutendes gewesen sein. Sicher werden damals auch die auflagernden Gletschermassen noch die Neigung des Bodens vermehrt haben, sodass die Abschmelzwässer von denselben fast senkrecht herabstürzten. Die Folge eines solchen steileren Gefälles ist nun eine tiefere Auswaschung und Aushöhlung des Bodens. Viele jener kesselartigen Vertiefungen inmitten der Masurischen Seen mögen daher mit Recht auf eine vorübergehend mehr vertical wirkende Thätigkeit des Wassers zurückzuführen sein. Allein derartige Ausräumungsbecken durch fliessendes

[1]) Diese Einwirkung von Wind und Wetter auf die Gestaltung der Seeufer tritt uns auch bei festerem Gestein entgegen, z. B. an den Mansfelder Seen. W. Ule, Die Mansfelder Seen. Mittheil. des Vereins für Erdkunde zu Halle a. S. 1888.

Wasser besitzen niemals eine grössere Ausdehnung. Wenn also Geinitz die Entstehung der grossen Seen Mecklenburgs dieser verticalen Erosion, welcher er den Namen »Evorsion« beilegt, zuweisen will, so widerspricht eine solche Annahme durchaus den bisherigen Anschauungen über die Kraft des fliessenden Wassers. Wir vermögen aber der Ansicht Geinitz' schon darum nicht beizupflichten, weil er für seine Theorie ein schnelles Abschmelzen der Gletscher und das Vorhandensein grosser Wassermassen am Schluss der Eiszeit fordert. Gerade diese aushöhlende Arbeit des Wassers ist nur bei geringen Mengen denkbar, da in tieferen und mächtigeren Wasseransammlungen senkrecht einstürzendes Wasser auf dem Untergrunde weit weniger zur Wirkung kommen kann.

Durch vertical wirkendes, also strudelndes Wasser ist zweifellos eine grosse Zahl jener allseitig abgeschlossenen kesselartigen Vertiefungen entstanden, die wir überall im baltischen Höhenrücken antreffen und als Sölle zu bezeichnen pflegen. Indessen manche dieser abflusslosen Wasserbecken bilden sicher auch nur den Rest eines einst weit grösseren Sees, der heute durch Vermoorung oder durch alluviale Anschwemmungen zum grössten Theil ausgefüllt ist. Einige derselben lassen vielleicht aber auch die nachstehende Erklärung für ihre Bildung zu. Sobald der Gletscher bis zu einem gewissen Grade abgeschmolzen war, musste sich die immer dünner werdende Eisschicht schliesslich in einzelne Schollen auflösen und es konnten dann solche selbständigen Eisstücken in den vorher durch Wassererosion geschaffenen Bodenvertiefungen liegen bleiben, seitlich und oberflächlich von Schutt umhüllt und dadurch vor weiterem, schnellem Abschmelzen geschützt werden. Als später dieses im Boden eingegrabene Eisstück ebenfalls der Sonnenwärme erlag, blieb die abflusslose kesselartige Bodensenke zurück [1]).

---

[1]) Die Zulässigkeit einer solchen Annahme geht aus der Thatsache hervor, dass auf den Neusibirischen Inseln solche von Schutt überdeckte Eishügel gefunden wurden. S. Dr. A. Bunge's und Baron E. Toll's Forschungen im Jana-Lande und auf den Neusibirischen Inseln 1885 und 1886. Petermann's Mittheilungen 1888. S. 44.

Sind nun auch die Wassermassen, welche in dem baltischen Gebiet zur Wirkung kamen, verhältnissmässig geringe gewesen, so verdankt dennoch die jetzige Oberflächengestalt wesentlich der Wassererosion ihre Entstehung. Die hier abtragenden, dort aufschüttenden, hier schnell dahinstürzenden, dort im weiten Becken sich aufstauenden Abschmelzwässer haben vorwiegend jene charakteristische »bucklige Welt« geschaffen. Und diese Arbeit haben nicht nur die Gletscherbäche der letzten Vereisung verrichtet, sondern von Beginn der Eiszeit an ist der baltische Boden durch fliessendes Wasser modellirt worden. Ja Alfred Jentzsch will sogar während der Eisbedeckung selbst unter dem Gletscher gewissermaassen eine subglaciale Erosion thätig sein lassen[1]), eine Annahme, die freilich noch sehr hypothetischer Natur ist. Die Mannigfaltigkeit der Bodenformen im baltischen Höhenzug ist gewiss auch dadurch noch erheblich vermehrt worden, dass die Angriffspunkte der dem Eise entströmenden Flüsse im Laufe der Zeit sich fortwährend verlegten. Schon das Ab- und Zunehmen der Schmelzwässer während der einzelnen Jahreszeiten musste zur Vervielfältigung der Oberflächengestaltung beitragen. Die sommerlichen Wassermengen haben zweifellos ein ganz anderes Landschaftsbild hervorgerufen als die winterlichen, welche vielleicht völlig versiegten. Das häufige Auftreten mehr oder weniger selbständiger Bodensenken in unmittelbarer Nachbarschaft scheint einen solchen Wechsel der Flussläufe anzudeuten.

Im Hinblick auf die vorstehenden Erörterungen würde die Oberflächengestalt der baltischen Seenplatte und damit die Bildung der Seen auf Grund der orographischen Verhältnisse des Masurenlandes etwa folgendermaassen zu erklären sein:

Die grossen orographischen Züge des Landes sind wahrscheinlich durch die jüngstzeitlichen tektonischen Vorgänge in der Erdkruste hervorgebracht worden; unabhängig davon haben dann die von N. vordrängenden Gletscher durch Aufschüttung und Ausräumung die

---

[1]) A. Jentzsch, Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz. Dieses Jahrb. 1883.

grossen Bodensenken des Landes geschaffen, allmählich erweitert und vertieft; vorwiegend aber hat die erodirende Kraft der Schmelzwässer, welche in verhältnissmässig geringen Massen, doch während langer Zeit in häufig wechselnden Strombetten zur Wirkung kamen, dem Boden die jetzige Gestalt gegeben, wobei die liegengebliebenen Eisschollen und das wahrscheinlich noch in dem Gletscher eingegrabene Gesteinsmaterial zur Vervielfältigung der Oberflächenformen beitrug, und ausserdem auch einige durch grössere Neigung des Bodens entstehende Wasserfälle in die sonst ebene Thalung tiefere Löcher eingruben.

Die Grenzschichten zwischen Hilsthon und Wealden bei Barsinghausen am Deister.

Von Herrn **C. Struckmann** in Hannover.

(Hierzu Tafel XI—XIII.)

I. Einleitung.

Die Anlage eines neuen Tiefbauschachtes Seitens der Königl. Bergwerksverwaltung in der Nähe des sogenannten Klosterstollens bei Barsinghausen am Deister bot in diesem Jahre eine willkommene, nicht häufig wiederkehrende Gelegenheit zu einer genauen Beobachtung der Grenzschichten zwischen dem Hilsthone und den oberen Wealdenschiefern. Der Königl. Bergwerksdirector Herr Oberbergrath von Detten zu Barsinghausen hatte die grosse Freundlichkeit, bei Ausführung der Arbeiten nicht allein von sämmtlichen durchfahrenen Gebirgsschichten durch den Herrn Steiger August Meyer mit der grössten Sorgfalt Gesteinsproben aufbewahren und genau bezeichnen, dabei auch die vorkommenden Versteinerungen sorgfältig sammeln zu lassen, sondern derselbe gestattete mir auch mit der grössten Bereitwilligkeit, diese Sammlung behufs meiner Arbeit zu benutzen und auf der Halde weitere Aufsammlungen vorzunehmen.

Das Vorhandensein dieser Sammlung ist um so wichtiger, weil das Abteufen des Schachtes grösstentheils bei ungünstiger Witterung während des Winters 1888/89 und während des Früh-

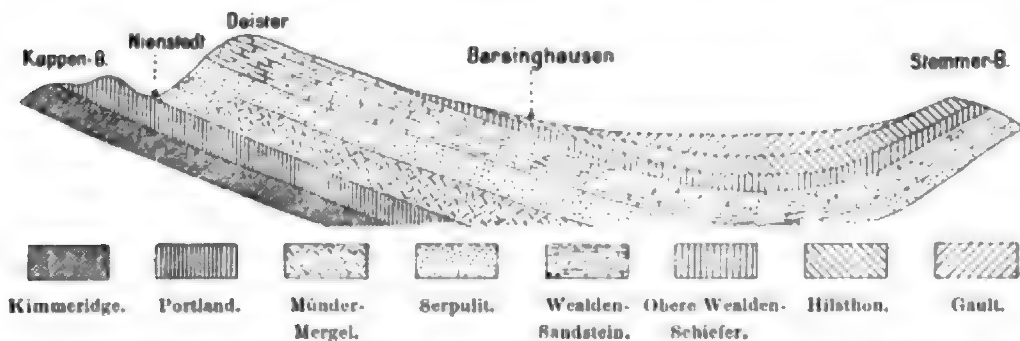
jahrs 1889 geschah, so dass in den thonigen Schichten während der Arbeit verhältnissmässig nur wenige Versteinerungen aufgesammelt werden konnten. Eine viel günstigere Gelegenheit zum Sammeln bot sich mir in diesem Sommer auf der Halde bei trockener Witterung und habe ich Tage lang ausschliesslich zu diesem Zwecke benutzt. Wenn mir nun auch die bezüglichen Gebirgsschichten aus anderen Aufschlusspunkten am Deister sehr genau bekannt sind, so war es für mich doch sehr wichtig, in zweifelhaften Fällen die Gesteinssammlung zu Rathe ziehen zu können. In Folge dieses günstigen Umstandes und der Unterstützung Seitens des Herrn Oberbergraths von Detten und der ihm untergebenen Beamten dürfen meine Beobachtungen auf volle Zuverlässigkeit und die grösste Genauigkeit Anspruch erheben; eine um so grössere Befriedigung gewährt es mir, den genannten Herren auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen zu dürfen.

Leider mussten die bergmännischen Arbeiten wegen des grossen Wasser-Andranges vorläufig und bis zur Aufstellung neuer Maschinen eingestellt werden, bevor der obere Wealden in seiner ganzen Mächtigkeit durchsunken war. Nach den ausgeführten Bohrungen folgen noch 2 Meter lockere Schieferthone und dann eine feste Sandsteinschicht.

2. Die geognostischen Verhältnisse.

In Betreff der allgemeinen geognostischen Verhältnisse bemerke ich, dass sich der unter dem Namen »Deister« bekannte Gebirgszug in der Richtung von OSO. nach WNW. zwischen den Ortschaften Völksen und Nenndorf in einer Längenausdehnung von etwa 23 Kilometer erstreckt. Der Hauptzug des Gebirges ist aus den verschiedenen Gliedern der Wealdenbildungen zusammengesetzt; die Vorhöhen, welche sich an den steilen südlichen Abfall des Gebirges anlehnen und dieser selbst werden aus den Gesteinen der oberen Juraformation gebildet. Der nördliche Abfall verflacht sich sehr allmählich, und hier werden an der

Grenze der Thalsohle die oberen Wealdenschiefer vom Hilsthon regelmässig überlagert. Das grosse Dorf Barsinghausen, Sitz der Berginspection (es wird ein bedeutender Bergbau auf die Steinkohlen der Wealdenbildungen betrieben) liegt am Nordfusse des Deisters etwa 7 Kilometer vom westlichen Ende des Gebirges. Die beifolgende Skizze mag zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse dienen. Ausführliche Mittheilungen über die geognostischen



Verhältnisse des Deisters finden sich in folgenden, von mir verfassten Schriften:

»Geognostische Studien am östlichen Deister«. 27. und 28. Jahresbericht d. naturh. Ges. in Hannover 1879.

»Geognostische Studien am Deister II«. 29. u. 30 Jahresbericht d. naturh. Ges. 1880.

»Die Wealden-Bildungen der Umgegend von Hannover«. Hannover 1880.

»Die Portland-Bildungen in der Umgegend von Hannover«. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1887.

Im Ganzen sind Seitens der Bergwerksverwaltung beim Abteufen des neuen Tiefbauschachtes am Klosterstollen bei Barsinghausen 276 Gesteinsproben den verschiedenen Gebirgsschichten bezw. Höhenlagen entnommen worden. Für den vorliegenden Zweck würde es jedoch durchaus kein Interesse haben, dieselben im Einzelnen aufzuführen und zu beschreiben; vielmehr beschränke ich mich darauf, je nach dem Wechsel in der petrographischen Beschaffenheit und der Versteinerungen einzelne Gruppen zu bilden.

I. Hilsthon.

Nachdem einige Meter Dammerde, Thalschotter und Diluviallehm abgeräumt waren, wurden folgende Schichten zu Tage gefördert:

1. Magere graublaue Schieferthone in den unteren Lagen mit einzelnen gelblich-grauen thonigen Geoden, Schichten, in denen keine Versteinerungen gefunden wurden . . . . 5,12 Meter
2. Schieferthone derselben Beschaffenheit mit grossen Exemplaren von *Belemnites subquadratus* A. Roem. (ziemlich häufig) und einzelnen Exemplaren von *Ammonites (Olcostephanus) nucleus* A. Roem. . . . . 6,41 »
3. Schieferthon gleicher Beschaffenheit mit denselben Versteinerungen, ausserdem mit *Hoplites* sp. und dem ersten Exemplare von *Exogyra sinuata* Sow. . . . . 1,48 »
4. Schieferthon derselben Beschaffenheit mit *Exogyra sinuata* Sow. (sehr häufig), *Ammonites (Olcostephanus) multiplicatus* A. Roem., *Panopaea plicata* Sow. und dem ersten Exemplare von *Ammonites (Amaltheus) heteropleurus* Neumayr u. Uhlig . . . . 5,57 »
5. Fetter blaugrauer Schieferthon mit *Exogyra sinuata* Sow. (häufig), *Thracia Phillipsii* A. Roem. (in sehr grossen Exemplaren, häufig), *Cucullaea Gabrielis* Leym. (nicht häufig), *Ammonites (Amaltheus) Gevrilianus* d'Orb. (häufig) und *Ammonites (Amaltheus) heteropleurus* Neum. u. Uhlig (selten) . . . . 2,80 »
6. Magerer graublauer Schieferthon mit einzelnen steinartig verhärteten, heller gefärbten Thonschichten und zerstreut vorkommenden graugelblichen thonigen Geoden, sowie mit einer

Transport 21,38 Meter

Transport	21,38 Meter
0,28 Meter mächtigen Einlagerung eines grauen, harten, thonigen Kalksteins mit unbestimmbaren Resten von Versteinerungen. Folgende Petrefacten wurden in dieser Schichtenfolge bisher nachgewiesen: *Ammonites (Amaltheus) Gevrilianus* D'ORB. (häufig), *Ammonites (Amaltheus) Marcousanus* D'ORB. (selten), *Thracia Phillipsii* A. ROEM., *Panopaea cylindrica* PICTET et CAMP., *Nucula subtrigona* A. ROEM., *Nucula scapha* D'ORB., *Modiola aequalis* SOW., *Pecten crassitesta* A. ROEM., *Natica* sp. und der unbestimmbare Rest eines Krebses	3,92 »
7. Plastischer dunkelgraublauer Thon mit *Ammonites (Amaltheus) Gevrilianus* D'ORB. und *Panopaea plicata* SOW.	0,41 »
Gesammte Mächtigkeit des Hilsthones	25,71 Meter.

Da die gesammte Mächtigkeit des Hilsthones nach CREDNER[1]) am Nordfusse des Deisters gegen 90 Meter beträgt, so ist also nur das untere Drittel der Schichtenfolge in dem neuen Tiefbauschachte bei Barsinghausen aufgeschlossen worden. Als besonders charakteristische Versteinerungen für diesen unteren Hilsthon sind *Amaltheus Gevrilianus*, *Olcostephanus nucleus*, *Exogyra sinuata* und *Pecten crassitesta* anzusehen.

Das nächst höhere Niveau des Hilsthones war vor etwa 20 Jahren bei der Anlage eines neuen Stollens bei Egestorf etwa 4 Kilometer östlich von Barsinghausen gut zu beobachten und wird vorzugsweise durch *Hoplites amblygonius* NEUM. u. UHLIG (*Amm. noricus* A. ROEM.), *Hoplites radiatus* BRONG. (*Amm. asper* MERIAN), *Belemnites pistillum* A. ROEM. und häufiges Vorkommen von *Meyeria ornata* PHILL. bezeichnet, während darüber sodann die sogenannten *Crioceras*-Schichten folgen.

[1]) HEINR. CREDNER, Erläuterungen zu der geognostischen Karte der Umgegend von Hannover, 1865, S. 15.

II. Wealden.

In anscheinend ganz gleichförmiger Lagerung, aber sowohl in petrographischer als in palaeontologischer Beziehung scharf geschieden, folgen unmittelbar unter den untersten Schichten des Hilsthones folgende dem oberen Wealden angehörige Schichten:

1. Magerer dunkelgrauer oder schwärzlicher, dünnblättteriger Schieferthon mit *Cyrena nuculaeformis* A. ROEM., *Cyrena lato-ovata* A. ROEM., *Cyrena unioides* DKR. und *Cyrena ovalis* DKR., erstere namentlich in grösster Häufigkeit . . . . 0,88 Meter

2. Dunkelgrauer bis schwärzlicher, dünnblätteriger Schieferthon und Mergelschiefer mit eingelagertem härterem Thonschiefer und dünnen Schichten eines grauen, bituminösen, fast nur aus zerbrochenen Cyrenenschalen bestehenden Kalksteins und kalkreichen Cyrenenschiefers. An Versteinerungen wurden gesammelt: *Melania strombiformis* SCHLOTH. sp. (in bestimmten Lagen sehr häufig), *Melania tricarinata* DKR. (häufig), *Melania rugosa* DKR., *Melania Hausmanni* DKR., *Melania attenuata* SOW. (selten), *Paludina Roemeri* DKR. (in einzelnen Lagen sehr häufig), *Paludina elongata* SOW., *Cyrena nuculaeformis* A. ROEM., *Cyrena lato-ovata* A. ROEM., *Cyrena obtusa* A. ROEM., *Cyrena dorsata* A. ROEM., *Cyrena orbicularis* A. ROEM., *Cyrena tenuis* DKR., *Cyrena ovalis* A. ROEM., *Cyrena unioides* DKR., *Cyclas Brongniarti* DKR. u. KOCH, *Cyclas subtrigona* DKR., *Cyrena rugosa* P. DE LORIOL (selten), *Cucullaea texta* A. ROEM. (einzeln), *Corbula alata* SOW. (einzeln), *Corbula (?)*

Transport 0,88 Meter

Transport 0,88 Meter

subquadrata Dkr. (selten), *Modiola lithodomus* Dkr. u. Koch (einzeln), *Cypris laevigata* Dkr. (auf einzelnen Schichten in grosser Menge), *Hybodus Fittoni* Dkr. (Bruchstück eines Flossenstachels) . . . . 3,87 »

3. Dunkelgraue, auch bräunliche und bläuliche meist dünnblätterige Schieferthone, abwechselnd mit sehr bituminösen, bröckeligen, bis fussdicken Mergelschiefern, welche fast ausschliesslich aus *Corbula*-Schalen, einigen Cyrenen und Melanien zusammengesetzt sind, und mit einzelnen Zwischenlagen eines heller gefärbten, an Versteinerungen armen thonigen Kalksteins. In dieser Schichtenfolge wurden an Versteinerungen beobachtet: *Melania rugosa* Dkr. (häufig), *Melania strombiformis* Schloth. (einzeln), *Paludina Roemeri* Dkr., *Modiola lithodomus* Dkr. u. Koch (einzeln), *Corbula alata* Sow. (sehr häufig), *Corbula sublaevis* A. Roem. (häufig), *Cyrena rugosa* Sow. (selten), *Cyrena nuculaeformis* A. Roem. (sehr häufig), *Cyrena tenuis* Dkr., *Cyrena fasciata* A. Roem. (selten), *Cyrena venulina* Dkr. (einzeln), *Cyrena obtusa* A. Roem., *Cyrena ovalis* Dkr., *Cyrena elliptica* Dkr., *Cyrena orbicularis* A. Roem. (selten) . . . . . . 4,36 »

4. Dnnkelgraue bis schwarze, meist mürbe Schieferthone, welche *Cyrena lato-ovata* A. Roem. sehr häufig und in grossen Exemplaren, daneben *Cyrena nuculaeformis* A. Roem., *Cyrena ovalis* Dkr. und einzeln *Cucullaea texta* A. Roem. enthalten, abwechselnd einmal mit einigen steinartig erhärteten, gelblich-grauen

Transport 9,11 Meter

Transport 9,11 Meter

Thonschichten, welche Schalen von *Cyrena sublaevis* A. Roem. und *Cyrena Heysii* Dkr. in grosser Anzahl führen und sodann mit dünnen Platten eines dunkel-grauen, bituminösen, krystallinischen Kalksteins, welcher zum grössten Theil aus zerdrückten Schalen von *Cucullaea texta* A. Roem. besteht und auf dessen Schichtenflächen ausserdem einzelne Schalen von Cyrenen, darunter *Cyrena parvirostris* A. Roem., *Corbula alata* Sow. und *Melania rugosa* Dkr. gefunden wurden, während einzelne Platten ausserdem *Paludina Hagenowii* Dkr. in grosser Häufigkeit enthalten . . . . 7,11 »

5. Grauer dünnblätteriger Schieferthon mit vielen zerdrückten Cyrenenschalen, unter denen *Cyrena lato-ovata* zu erkennen war, und mit zahlreichen Exemplaren von *Modiola lithodomus* und jungen Schalen von *Cyrena rugosa*, während ausserdem noch *Melania attenuata* Dkr. gefunden wurde . . . . 0,84 »

Zusammen 17,06 Meter.

Da nun nach früheren Beobachtungen die Mächtigkeit des oberen Wealden, d. h. der Schichten zwischen dem Hilsthone und dem Hastingssandsteine, am Klosterstollen bei Barsinghausen 33,08 Meter beträgt, so ist anzunehmen, dass bei den versuchsweise vorgenommenen Bohrungen im neuen Tiefbauschacht bei einer Tiefe von weiteren 2 Meter, also von 19 Meter unter dem Hilsthone nicht der Hastingssandstein, sondern der feste, quarzreiche Sandstein angebohrt worden ist, der sich bei der Anlage des Klosterstollens bei Barsinghausen nach meinen früheren Mittheilungen in einer Tiefe von 20 Meter unter dem Hilsthone gefunden hat[1]). Voraussichtlich werden daher noch weitere 16 Meter

[1]) C. Struckmann, Die Wealden-Bildungen der Umgegend von Hannover, 1880, S. 39.

in dem neuen Schachte abgeteuft werden müssen, bevor der mittlere Wealden erreicht wird.

Der besseren Uebersicht wegen lasse ich nunmehr ein Verzeichniss der sämmtlichen bisher sowohl im unteren Hilsthone als im oberen Wealden bei der Anlage des neuen Schachtes aufgefunden Versteinerungen folgen. Auf Vollständigkeit kann dasselbe allerdings keinen Anspruch erheben, weil die äusseren Verhältnisse das Sammeln nur theilweise begünstigt haben.

3. Verzeichniss der aus den Schichten des Tiefbauschachtes gesammelten Hils- und Wealden-Versteinerungen.

Laufende Nummer	Namen der Versteinerungen	Vorkommen bei Barsinghausen		Verbreitung in älteren Schichten im nordwestlichen Deutschland				Kimmeridge		
		Hilsthon	Oberer Wealden	Mittlerer Wealden	Unterer Wealden (Purbeck)	Oberer Portland	Unterer Portland	Oberer	Mittlerer	Unterer
	1. Versteinerungen aus dem Hilsthon.									
1	*Exogyra sinuata* Sow.	hh [1]	.	.	.	.	.	.	.	.
2	*Modiola (Mytilus) aequalis* d'Orb. .	S	.	.	.	.	.	.	.	.
3	*Nucula subtrigona* A. Roem. . . .	h	.	.	.	.	.	.	.	.
4	*Nucula scapha* d'Orb.	h	.	.	.	.	.	.	.	.
5	*Thracia Phillipsii* A. Roem. . . .	h	.	.	.	.	.	.	.	.
6	*Panopaea plicata* Sow.	m	.	.	.	.	.	.	.	.
7	*Panopaea cylindrica* Pictet et Camp.	S	.	.	.	.	.	.	.	.
8	*Cucullaea Gabrielis* Leym.	m	.	.	.	.	.	.	.	.
9	*Belemnites subquadratus* A. Roem. .	h	.	.	.	.	.	.	.	.
10	*Amaltheus Gevrilianus* d'Orb. . . .	h	.	.	.	.	.	.	.	.
11	*Amaltheus heteropleurus* Neum. u. Uhl.	S	.	.	.	.	.	.	.	.
12	*Amaltheus Marcousanus* d'Orb. . .	S	.	.	.	.	.	.	.	.
13	*Olcostephanus nucleus* A. Roem. . .	S	.	.	.	.	.	.	.	.
14	*Olcostephanus multiplicatus* A. Roem.	m	.	.	.	.	.	.	.	.

[1] hh bedeutet ein sehr häufiges Vorkommen. S bedeutet ein seltenes Vorkommen.
h bedeutet ein häufiges Vorkommen. SS bedeutet ein sehr sehr häufiges Vorkommen.
m bedeutet ein ziemlich häufiges Vorkommen. + bedeutet ein Vorkommen überhaupt.

Laufende Nummer	Namen der Versteinerungen	Vorkommen bei Barsinghausen		Verbreitung in älteren Schichten im nordwestlichen Deutschland						
								Kimmeridge		
		Hilsthon	Oberer Wealden	Mittlerer Wealden	Unterer Wealden (Purbeck)	Oberer Portland	Unterer Portland	Oberer	Mittlerer	Unterer

2. Versteinerungen aus dem Oberen Wealden.

15	*Modiola lithodomus* Dkr. u. Koch .	.	h	m	m	hh	h	.	.	.
16	*Cyrena rugosa* P. de Lor.	.	h	.	.	h	h	hh	hh	m
17	*Cyrena nuculaeformis* A. Roem. . .	.	hh	+	.	m	.	.	.	.
18	*Cyrena orbicularis* A. Roem. . . .	.	h	h	.	.	.	.	.	.
19	*Cyrena Heysii* Dkr.	.	m	.	.	.	.	.	.	.
20	*Cyrena lato-ovata* A. Roem. . . .	.	hh	.	.	.	.	.	.	.
21	*Cyrena elliptica* Dkr.	.	m	hh	.	.	.	.	.	.
22	*Cyrena obtusa* A. Roem.	.	m	h	.	.	.	.	.	.
23	*Cyrena ovalis* Dkr.	.	h	+	.	.	.	.	.	.
24	*Cyrena unioides* Dkr.	.	S	.	.	.	.	.	.	.
25	*Cyrena sublaevis* A. Roem.	.	h	+	.	.	.	.	.	.
26	*Cyrena venulina* Dkr.	.	S	.	.	.	.	.	.	.
27	*Cyrena dorsata* Dkr.	.	m	h	.	.	.	.	.	.
28	*Cyrena parvirostris* A. Roem. . . .	.	S	h	m	.	.	.	.	.
29	*Cyrena tenuis* Dkr.	.	h	hh	.	.	.	.	.	.
30	*Cyrena fasciata* A. Roem.	.	S	+	.	.	.	.	.	.
31	*Cyclas subtrigona* Dkr.	.	m	.	.	.	.	.	.	.
32	*Cyclas Brongniarti* Dkr. u. Koch . .	.	S	S	m	S	.	.	.	.
33	*Cucullaea texta* A. Roem.	.	h	.	.	.	+	m	h	S
34	*Corbula alata* Sow.	.	hh	+	h	hh	hh	.	.	.
35	*Corbula sublaevis* A. Roem.	.	h	.	.	.	.	.	.	.
36	*Corbula (?) subquadrata* Dkr. . . .	.	S	.	.	.	.	.	.	.
37	*Melania strombiformis* Schloth. sp. .	.	hh	h	.	.	.	.	.	.
38	*Melania tricarinata* Dkr.	.	h	.	.	.	.	.	.	.
39	*Melania attenuata* Sow. sp.	.	S	.	.	S	hh	.	.	.
40	*Melania rugosa* Dkr.	.	h	.	S	.	.	.	.	.
41	*Melania Hausmanni* Dkr.	.	S	.	.	.	.	.	.	.
42	*Paludina elongata* Sow.	.	m	m	m	.	.	.	.	.
43	*Paludina Roemeri* Dkr.	.	hh	+	S	h	.	.	.	.
44	*Paludina Hagenowii* Dkr.	.	h	.	.	.	.	.	.	.
45	*Cypris laevigata* Dkr.	.	hh	h	.	.	.	.	.	.
46	*Hybodus Fittoni* Dkr.	.	S	.	.	.	.	.	.	.

4. Allgemeine Ergebnisse.

Die Lagerungsverhältnisse der Grenzschichten zwischen Hilsthon und Wealden und das vorstehende Verzeichniss der Versteinerungen aus beiden Bildungen geben zu folgenden Betrachtungen Veranlassung:

1. Wenn auch anscheinend eine gleichförmige Ueberlagerung der Wealden-Bildungen durch den Hilsthon stattfindet, so ist doch ein allmählicher Uebergang beider Bildungen in keiner Weise wahrnehmbar. Einmal, worauf allerdings weniger Gewicht zu legen ist, besteht der Hilsthon vorwiegend, insbesondere an der unteren Grenze, aus einem bläulich gefärbten, mehr oder weniger fetten Thone, der im feuchten Zustande plastisch wird und daher auch zur Ziegelfabrikation verwendet werden kann, während die Schieferthone der Wealden - Bildung stets mager und vielfach bituminös sind, eine mehr mergelige Beschaffenheit haben, an der Luft zerfallen und niemals plastisch werden. Die Grenze ist für ein geübtes Auge eine durchaus scharfe.

Weit wichtiger sind aber die Unterschiede in den palaeontologischen Einschlüssen beider Bildungen. Der Hilsthon umschliesst bis an seine unterste Grenze eine rein marine Fauna mit zahlreichen Ammoniten und anderen Mollusken, die nur Bewohner des Meeres sind, während der Charakter der Fauna ganz plötzlich ein anderer wird, sobald die Wealden-Bildungen erreicht sind. Durch das massenhafte Auftreten von Cyrenen und Melanien wird bekundet, dass der Wealdenthon aus einem brakischen Gewässer niedergeschlagen worden ist; es kommen in ihm allerdings auch einige fossile Reste von Thieren vor, die im Salzwasser leben, jedoch verschwinden diese gegen die Masse derjenigen Mollusken, die als Bewohner des Brakwassers bekannt sind. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die Fauna des oberen Wealden eine limnische, diejenige des Hilsthones eine marine ist. Dabei ist der Wechsel ein so plötzlicher, dass auch nicht eine einzige Versteinerung des Wealden in den Hilsthon herüberreicht. Auf diese Erscheinung ist ein um so grösseres Gewicht zu legen, weil bis

dahin, wie ich dieses in meinen früheren Arbeiten über den oberen Jura und Wealden auf das Bestimmteste nachweisen konnte, durch die gesammte mächtige und vielfach gegliederte Schichtenfolge des oberen Jura bis zum oberen Wealden ein ganz allmählicher Uebergang der fossilen Fauna zu beobachten ist. Ein solcher ist überhaupt überall da zu erwarten, wo eine ununterbrochene Bildung der Niederschläge vor sich gegangen ist.

Betrachten wir nun aber unter diesem Gesichtspunkte die Grenzschichten des oberen Wealden und des Hilsthones mit dem ganz plötzlich auftretenden Wechsel in der Fauna, so ist es geradezu undenkbar, dass hier eine ununterbrochene Bildung der Niederschläge stattgefunden haben sollte. Nach dem heutigen Stande der Wissenschaft ist es eine unmögliche Annahme, dass die brakische Fauna plötzlich zu Grunde gegangen und in demselben Gewässer einer rein marinen Fauna Platz gemacht haben sollte. Wollte man zu diesem Zwecke aber gewaltsame Umwälzungen voraussetzen, so müssten solche in den Lagerungsverhältnissen gleichfalls ihre Spuren hinterlassen haben. Schichtenstörungen sind aber in den Grenzschichten nicht erkennbar; vielmehr werden die obersten Schichten des Wealden gleichförmig vom Hilsthone überlagert. Falls ein plötzlicher Einbruch des Meeres in die brakischen Wealdengewässer stattgefunden hätte, würde eine Vermischung der Niederschläge und der thierischen Ueberreste ganz unvermeidlich gewesen sein, während thatsächlich eine völlig scharfe Grenze vorhanden ist.

Die natürlichste Erklärung wird unter diesen Umständen in der Annahme einer Lücke zwischen den Ablagerungen des Wealden und des Hilsthones gefunden, wie ich dieses bereits in meiner Arbeit über die Portland-Bildungen der Umgegend von Hannover [1]) hervorgehoben und ausführlich begründet habe.

Diese Annahme wird wesentlich unterstützt durch die nachfolgende nähere Betrachtung über den Charakter der Wealden-Fauna.

2. Ich habe bereits in früheren Arbeiten wiederholt darauf aufmerksam gemacht, dass zwischen der Fauna des oberen Jura

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1887, S. 58 ff.

und des Wealden ein sehr allmählicher Uebergang stattfindet und dass letztere noch wesentlich einen jurassischen Charakter trägt[1]). In einer neueren Arbeit[2]) konnte ich nachweisen, dass 13 Arten thierischer Versteinerungen in den hannoverschen Portlandschichten und im Wealden gemeinschaftlich vorkommen und zwar:

> *Exogyra bulla*, *Gervillia arenaria*, *Modiola lithodomus*, *Cardinia suprajurensis*, *Cyrena nuculaeformis*, *Pisidium pygmaeum*, *Corbula inflexa*, *Corbula alata*, *Paludina Roemeri*, *Paludina scalariformis*, *Melania attenuata*, *Estheria elliptica* und *Pycnodus Mantelli*.

Von diesen Versteinerungen haben sich auch in den vorstehend beschriebenen oberen Wealdenschichten von Barsinghausen gefunden:

> *Modiola lithodomus*, *Cyrena nuculaeformis*, *Corbula alata*, *Melania attenuata*, *Paludina Roemeri*.

Dazu kommen noch ausser *Cyclas Brongniarti* zwei weitere Versteinerungen, die zum ersten Mal von mir im Wealden aufgefunden sind und da sie auch im oberen Jura weit verbreitet sind, unser ganz besonderes Interesse in Anspruch nehmen: *Cyrena rugosa* und *Cucullaea texta*. Die erstere, *Cyrena (Cytherea) rugosa* DE LOR. (SOW.), welche von mir im Jahre 1871 zum ersten Mal im oberen Jura Deutschlands nachgewiesen wurde[3]), bildet für denselben eine der wichtigsten Leitfossilien und ist bei uns durch die ganze Schichtenfolge vom unteren Kimmeridge (Astartien) bis zum oberen Portland häufig und weit verbreitet. Ich hatte schon längst vermuthet, dass diese *Cyrena* sich auch im

[1]) Ueber den Serpulit (Purbeckkalk) von Völksen am Deister, über die Beziehungen der Purbeckschichten zum oberen Jura und zum Wealden und über die oberen Grenzen der Juraformation. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrgang 1879, S. 227 ff. Die Wealden-Bildungen der Umgegend von Hannover. Hannover 1880, S. 105 ff.

[2]) Die Portland-Bildungen der Umgegend von Hannover. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1887, S. 57.

[3]) Die Pteroceras-Schichten der Kimmeridge-Bildung bei Ahlem unweit Hannover. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1871, S. 214 ff.

Wealden finden würde; indessen war mir der Nachweis bisher nicht gelungen. Um so grösser war meine Freude, als ich dieselbe in diesem Jahre in verschiedenen unzweifelhaften Exemplaren bei Barsinghausen im oberen Wealden entdeckte.

Nicht minder interessant war mir das Auffinden von *Cucullaea texta* A. Roem. Ich besitze schon seit längerer Zeit ein Exemplar dieser Art aus dem oberen Wealden vom kleinen Süntel bei Münder; da ich dasselbe aber nicht selbst aufgelesen habe, unterliess ich bisher die Veröffentlichung dieses Fundes, obwohl mir die Herkunft nach der Gesteinsbeschaffenheit gar nicht zweifelhaft war. Der obere Wealden aus dem Tiefbauschacht am Klosterstollen bei Barsinghausen hat mir aber nunmehr so zahlreiche Exemplare in allen Altersstadien geliefert, dass die Zugehörigkeit der *Cucullaea texta* zur Fauna des oberen Wealden ganz unzweifelhaft ist. Dass diese Muschel so lange übersehen wurde, hat wahrscheinlich nur darin seinen Grund, dass die Schalen meist nur mit dem etwas abgeriebenen Rücken aus den Gesteinsplatten hervorragen und dann leicht mit grossen Cyrenen verwechselt werden. Nachdem ich aber einmal das erste Fragment eines Exemplares mit Schlossrand entdeckt hatte, habe ich später eine grosse Anzahl vortrefflich erhaltener Schalen einzelnen Gesteinsschichten entnommen, in welchen diese Muschel überaus häufig vorkommt. *Cucullaea texta* ist bei Hannover häufig im mittleren Kimmeridge, findet sich einzeln auch im unteren und oberen Kimmeridge und an anderen Orten, z. B. am Hilsgebirge auch in den unteren Portlandschichten.

Das Auffinden dieser beiden, für den oberen Jura sehr bezeichnenden Versteinerungen im oberen Wealden des Deisters darf von mir gewiss mit Recht als eine weitere Stütze der oft von mir ausgesprochenen Ansicht betrachtet werden, dass die fossile Fauna des Wealden einen jurassischen und durchaus keinen cretaceischen Charakter trägt. Das Vorkommen einer grösseren Anzahl von jurassischen Versteinerungen im oberen Wealden macht es sogar sehr wahrscheinlich, dass zur norddeutschen Wealdenzeit an anderen Orten noch ein Jura-Meer existirt hat; denn der mittlere Wealden (Hastings-Sandstein) charakterisirt sich vorzugsweise als eine Süss-

wasser- und Sumpfbildung, welche meerbewohnende Mollusken-Geschlechter fast gar nicht enthält. Da solche aber von neuem im oberen Wealden und zwar lediglich in Arten auftreten, welche dem Jura angehören, so muss nothwendig angenommen werden, dass dieselben aus einem Jura-Meere in die brakischen Gewässer, aus welchen der obere Wealden niedergeschlagen ist, eingewandert sind.

3. Beide Betrachtungen führen dahin, dass der Hannover'sche Wealden, wie ich dieses bereits auf Grund früherer Untersuchungen wiederholt hervorgehoben habe, noch der Jura-Periode hinzuzurechnen ist. Die zuerst von Herrn von Strombeck aufgestellte scharfsinnige Hypothese, dass die Wealden-Bildungen mit der unteren Hilsbildung, dem sogenannten Hilsconglomerat gleichalterig, also mit dem Néocomien inférieur in Parallele zu stellen sei, wird freilich anscheinend durch die Lagerungsverhältnisse unterstützt und ist daher von den meisten Geologen als richtig angenommen worden. Meiner Ansicht nach fehlt aber bis jetzt noch ein entschiedener Beweis für diese Annahme. Es ist vielfach zur Unterstützung derselben darauf hingewiesen worden, dass am Elligser Brink in der Hilsmulde eine Wechsellagerung zwischen den unteren Kreideschichten und dem Wealden stattfinden soll; indessen steht diese Thatsache noch nicht unzweifelhaft fest, indem die Möglichkeit keineswegs ausgeschlossen ist, dass die Versteinerungen, die man zusammen gefunden und aus denen man jene Wechsellagerung gefolgert hat, nicht aus anstehenden, sondern aus zusammengeschwemmten Schichten gesammelt sind. Georg Boehm spricht sich in dieser Beziehung nicht mit voller Bestimmtheit aus [1]).

Auch in England will man in den höchsten Schichten des Wealdclay eine Wechsellagerung zwischen den brakischen Niederschlägen und marinen Sedimenten mit Neocom-Versteinerungen beobachtet haben; aber selbst, wenn diese Beobachtung durch fernere Untersuchungen bestätigt werden sollte, lässt sich daraus

---

[1]) Georg Boehm, Beiträge zur geognostischen Kenntniss der Hilsmulde. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1877, S. 224.

für die Stellung des norddeutschen Wealden nicht ohne Weiteres ein Beweis ableiten. Denn nach den vorliegenden neueren Mittheilungen scheinen die Wealdenbildungen in England oberhalb der Purbeckschichten erheblich mächtiger entwickelt zu sein, als im nördlichen Deutschland. Nach Topley[1]) erreichen die Hastingsbeds (mittlerer Wealden, wenn die Purbeckschichten als unterer Wealden angesehen werden) im Bezirk von Hastings eine Mächtigkeit von 600—700 Fuss und der Wealdclay eine solche von 900—1000 Fuss. Am Deister bei Hannover beträgt dagegen die Mächtigkeit des Hastingssandsteins mit den eingelagerten Mergelschichten (d. h. des mittleren Wealden) 190—220 Meter, des oberen Wealden aber nur 30—40 Meter. Für das Schaumburgische (Fürstenthum Schaumburg-Lippe und Kreis Rinteln) ist nach den Mittheilungen von Degenhardt[2]) bisher eine strenge Gliederung der Wealdenbildungen noch nicht durchführbar gewesen; nach vorliegenden Bohrtabellen erreicht aber der Wealden über den Purbeckschichten in der Nähe des Bahnhofs Kirchhorsten eine Mächtigkeit von mindestens 374 Meter.

Jedenfalls scheinen in England die brakischen Ablagerungen zu Ende der Jurazeit während eines längeren Zeitraums angedauert zu haben, als im nördlichen Deutschland, und es würde durchaus nicht auffallend sein, wenn sie dort bis in die Kreideperiode hineinreichen, während im nördlichen Deutschland nach Ablagerung des minder mächtigen oberen Wealden eine Festlandsperiode eintrat. Man darf eben die Wealden-Bildungen nicht als eine geschlossene Formation, sondern nur als eine Facies betrachten, d. h. als limnische Ablagerungen zu Ende der Jurazeit, die in einigen Gegenden vielleicht noch bis in die Kreideperiode hinreichen. Die palaeontologischen Verhältnisse des englischen Wealden sind leider noch zu wenig bekannt, um daraus entscheidende Schlussfolgerungen in Betreff des geologischen Alters dieser Bildungen, bezw. der einzelnen Abtheilungen derselben ableiten zu können.

[1]) William Topley, The Geology of the Weald. London 1875, S. 45—69 und S. 96.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1884, S. 678 ff.

Schliesslich will ich noch darauf hinweisen, dass, soviel mir bekannt, nirgends im nördlichen Deutschland Uebergänge zwischen den marinen Schichten des oberen Jura und den ältesten Kreideschichten, d. h. dem Hilsconglomerat beobachtet worden sind, was man doch erwarten dürfte, wenn letzteres thatsächlich das marine Aequivalent der Wealdenbildungen darstellen sollte. Ebensowenig ist bisher ein allmählicher Uebergang der Purbeckschichten, die allgemein noch dem oberen Jura zugerechnet werden, und der unteren marinen Kreideschichten wahrgenommen. Mir erscheint es vielmehr höchst wahrscheinlich, dass wir das marine Aequivalent der Wealdenbildungen nicht im Hilsconglomerate, sondern in den jüngsten Jura-Schichten der Alpen und in den dortigen Uebergangsschichten zur untersten Kreide, d. h. in den obersten Tithonschichten zu suchen haben.

5. Palaeontologische Bemerkungen.

a. Versteinerungen des Hilsthones.

1. Ammonites (Amaltheus) Gevrilianus D'ORB.

Taf. XI, Fig. 2a, b.

1841. *Ammonites Gevrilianus* D'ORB., Paléont. franç. Terrains crétacés, S. 139.

2. Ammonites (Amaltheus) heteropleurus NEUMAYR u. UHLIG.

Taf. XI, Fig. 3a, b; 4.

1881. NEUMAYR u. UHLIG, Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands, S. 7, Taf. XV, Fig. 1, 2. (Sonder-Abdruck aus Palaeontographica, Bd. XXVII.)

1851. *Ammonites Gevrilianus* DUNKER, Palaeontographica, Bd. I, S. 324, Taf. 41, Fig. 21—24.

3. Ammonites (Amaltheus) Marcousanus D'ORB.

Taf. XI, Fig. 1a, b.

1860. PICTET et CAMP., Descr. d. fossiles du terr. crét. de St. Croix, Bd. I, S. 168, Taf. XXI, Fig. 1, 2.

1881. NEUMAYR u. UHLIG, l. c. S. 13.

Die Herren NEUMAYR und UHLIG haben in ihrer grossen, für die Kenntniss der norddeutschen unteren Kreidebildungen ausser-

ordentlich wichtigen Arbeit über die Ammonitiden aus den Hilsbildungen Deutschlands zuerst den *Amaltheus heteropleurus* von *Amaltheus Gevrilianus* d'Orb. abgetrennt und darauf aufmerksam gemacht, dass der Unterschied zwischen den beiden allerdings nahe verwandten Arten in der Nabelbildung besteht, indem bei dem typischen *A. Gevrilianus* eine stark ausgesprochene Nabelkante vorhanden ist, während eine solche bei dem *A. heteropleurus* in deutlich ausgesprochener Weise nicht vorhanden ist. Den Verfassern ist unter den 50 von ihnen untersuchten Exemplaren aus Norddeutschland kein typischer *A. Gevrilianus* vorgekommen. Es verdient daher erwähnt zu werden, dass unter den zahlreichen Amaltheen, welche aus dem Hilsthone des Barsinghäuser Tiefbauschachts zu Tage gefördert sind und welche ich grösstentheils untersuchen konnte, ganz vorwiegend der typische *A. Gevrilianus* mit deutlich ausgesprochener Nabelkante vertreten ist, während der *A. heteropleurus* mit kaum bemerkbarer Nabelkante und einem mehr zusammengedrückten Mündungsquerschnitt nur in wenigen Exemplaren beobachtet wurde. Andererseits kenne ich aus dem Hilsthone von Neustadt a. R. nur den *A. heteropleurus*. Beide Arten gehören demnach der Fauna des norddeutschen Hilsthones an.

Endlich geschieht Seitens der Herren Neumayr und Uhlig noch einer dritten Form Erwähnung, welche dem *A. heteropleurus* (mehr noch dem *A. Gevrilianus* wegen der deutlichen Nabelkante) in allen sonstigen Beziehungen sehr nahe steht, sich aber von beiden Arten dadurch unterscheidet, dass um den Nabel kräftige gerundete Knoten auftreten, von denen feine Sichelrippen ausgehen und sich über die Flanken verbreiten. Von dieser Art, die wahrscheinlich mit dem *A. Marcousanus* d'Orb. bei Pictet zu identificiren sein wird, sind aus dem Barsinghäuser Tiefbauschachte nur 2 Exemplare zu Tage gefördert, von welchen das eine grössere, aber stark verdrückte Exemplar mit ausserordentlich starken und langen Knoten in der Sammlung der Berginspection zu Barsinghausen aufbewahrt wird und das zweite kleinere, aber besser erhaltene Exemplar von mir auf der Halde gefunden wurde. Letzteres besitzt 7 Knoten auf einem Umgange, während Neumayr an schlecht erhaltenen Exemplaren vom Osterwalde gegen 9 Knoten

auf einem Umgange beobachtete und PICTET in naher Uebereinstimmung mit meiner Beobachtung deren etwa 6 angiebt.

Auch DUNKER kannte diesen Ammoniten bereits aus dem Grävinghagener Stollen bei Oerlinghausen am Teutoburger Walde und bezeichnete ihn als eine Abänderung des *A. Gevrilianus* [1]).

4. Ammonites (Olcostephanus) nucleus (PHILL.) A. ROEMER.

Taf. XI, Fig. 5. Taf. XII, Fig. 1, 2.

1841. *Ammonites nucleus* PHILLIPS (?) A. ROEMER, Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges, S. 87, Taf. XIII, Fig. 2.

ROEMER beschreibt diesen Ammoniten aus dem Hilsthone von Bredenbeck am Deister folgendermaassen:

»Kugelförmig, etwas zusammengedrückt, tief und eng genabelt, die Nabelkante ist gerundet und scheinen einwärts die Seiten senkrecht abzufallen; der Rücken ist mehr als halbkreisrund gewölbt und trägt etwa 50 schwache, wenig vorwärts gebogene Falten, von denen $^2/_3$ verschwinden, ehe sie den Nabel erreichen. Die Mündung ist sehr niedrig und nierenförmig. Es steht unsere Art dem *A. Brongniarti* sehr nahe, unterscheidet sich aber durch einen grösseren Nabel, von *A. tumidus* durch die viel schwächeren und weniger zahlreichen Falten; das bei PHILLIPS sehr undeutlich abgebildete Exemplar ist nur 2''' gross und bleiben daher noch Zweifel über die Identität.«

Dieser Beschreibung kann ich nach den mir vorliegenden Exemplaren aus dem Hilsthone von Barsinghausen noch Folgendes hinzusetzen:

Durchmesser 60 Millimeter, Höhe des letzten Umgangs 15 Millimeter, d. h. 25 pCt. im Verhältniss zum Durchmesser, Weite des Nabels 11 Millimeter (18 pCt.). Das Gehäuse ist mit dicht stehenden, sehr schwachen, in der Mitte des Rückens, wo der Sipho in der Gestalt einer etwas hervorragenden Linie sichtbar ist, wenig wellenförmig gebogenen Rippen bedeckt, die gegen den Nabel hin fast gänzlich verschwinden; jedoch ist an einem der untersuchten Exemplare wahrzunehmen, dass dieselben aus ganz

[1]) Palaeontographica, Bd. 1, S. 325.

schwachen, kaum wahrnehmbaren Knoten entspringen. Auf der Wohnkammer in der Nähe der stark zusammengedrückten Mundöffnung stehen die Rippen weitläufiger und hier ist zu erkennen, dass von der Theilungsstelle dicht am Nabel 3—4 Verzweigungen ausgehen. Von den Lobenlinien ist leider nichts wahrnehmbar; jedoch glaube ich, dass die Art, der Form und der Theilungsstelle der Rippen nach zu urtheilen, der Gattung *Olcostephanus* hinzuzurechnen sein wird. Die Herren NEUMAYR und UHLIG haben keine Exemplare dieser eigenthümlichen Art gesehen, konnten sich daher selbst über die generische Stellung dieses merkwürdigen Typus keine bestimmte Ansicht bilden [1]).

Olcostephanus nucleus A. ROEM. (ob dieselbe mit der PHILLIPschen Art identisch ist, lasse ich ebenfalls dahingestellt sein) sieht auf den ersten Blick einem jungen Exemplare von *Olcostephanus Gravesianus* D'ORB., wie ich solches in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Jahrg. 1887, S. 63, Taf. V, Fig. 7a und 7b beschrieben und abgebildet habe, einigermaassen ähnlich, unterscheidet sich von demselben aber wesentlich durch andere Dimensionen, durch den sehr viel engeren Nabel, durch die gerundete Nabelkante und die viel dichtere Berippung.

Die Art ist nur in wenigen Exemplaren im Hilsthone des Tiefbauschachtes bei Barsinghausen vorgekommen und scheint überhaupt selten zu sein, da derselben in der Literatur nirgends weiter Erwähnung geschieht. Daher schien mir auch eine Abbildung wünschenswerth.

5. Cucullaea Gabrielis LEYMERIE.

Taf. XII, Fig. 3, 4, 5, 6, 7.

1842. *Cucullaea Gabrielis* LEYMERIE, Mém. de la Soc. géol. Bd. V, t. VII, Fig. 5.
1844. *Arca Gabrielis* D'ORB., Palaeont. franç. terr. crét., Bd. III, S. 198, Taf. 308.

Von dieser schönen Art haben sich eine grössere Anzahl von Exemplaren, freilich sämmtlich in etwas beschädigtem oder verdrücktem Zustande gefunden; jedoch ergänzen sich dieselben gegenseitig recht gut und ich hege keinen Zweifel, dass die von

[1]) NEUMAYR und UHLIG, Ammonitiden der Hilsbildungen, S. 75.

d'Orbigny in der Paléontologie française ausführlich beschriebene und gut abgebildete Art, welche im französischen Neocom häufig vorkommt, thatsächlich vorliegt. Dieselbe hat im vorliegenden Falle hauptsächlich deshalb Interesse, weil sie in der Textur und Zeichnung der Schale mit der im oberen Wealden häufig vorkommenden *Cucullaea texta* eine ziemlich grosse Aehnlichkeit hat, so dass junge Gehäuse, die bei beiden Arten stark trapezförmig sind, wohl verwechselt werden könnten.

Das grösste von mir beobachtete Exemplar von Barsinghausen hat eine Länge von 58 Millimeter, eine Höhe von 44 Millimeter und eine Dicke von 44 Millimeter (= 100 : 75 : 75); ein zweites eine Länge von 50 Millimeter, Höhe von 38 Millimeter und Dicke von 38 Millimeter (= 100 : 76 : 76), ein drittes kleineres Exemplar eine Länge von 32 Millimeter, Höhe von 24 Millimeter und Dicke von 25 Millimeter (100 : 75 : 78). Diese Verhältnisszahlen stimmen mit den von d'Orbigny angegebenen fast genau überein.

Das dicke, ziemlich stark aufgeblähte, rhombische, in der Jugend trapezförmige, etwas querverlängerte Gehäuse ist mit starken concentrischen Anwachsstreifen und Runzeln bedeckt, welche an der vorderen Seite von zahlreichen, von den Buckeln ausstrahlenden Radialstreifen gekreuzt werden, die namentlich bei jungen Exemplaren deutlich hervortreten.

Die Vorderseite ist kurz, abgerundet, die Hinterseite etwas verlängert und über einer oben scharfen, unten mehr abgerundeten Kante, die schräg nach dem unteren Rande verläuft, zusammengedrückt. Die etwas nach vorn gerückten Wirbel sind dick — bei jugendlichen Exemplaren spitzer — hervorstehend, gegen einander geneigt und weit von einander abstehend. Das Schlossfeld ist tief und lang; die Zeichnung desselben ist an den hiesigen Exemplaren nicht zu erkennen. Das Schloss zeigt den Charakter der Cuculläen.

Jüngere Gehäuse können höchstens mit *Cucullaea texta* verwechselt werden. *Cucullaea Schusteri* A. Roemer aus dem Hilsthon von Bredenbeck am Deister und von Hildesheim hat eine vollständig abweichende Form.

b. Versteinerungen des Oberen Wealden.

6. Cucullaea texta A. Roemer.

Taf. XIII, Fig. 1—10.

1836. A. Roemer, Versteinerungen d. nordd. Ool.-Geb., S. 104, Taf. VI, Fig. 19.
1868. P. de Loriol et Cotteau, Monogr. de l'étage portlandienne de l'Yonne, S. 177.
1872. P. de Loriol, Royer et Tombeck, Monogr. du jurass. sup. de la Haute-Marne, S. 323, Taf. 18, Fig. 6—10.
1874. D. Brauns, Der obere Jura im nordw. Deutschland, S. 325.
1875. P. de Loriol et Pellat, Monogr. des ét. jurass. sup. de Boulogne s. Mer., S. 143, Taf. 17, Fig. 18.
1877. Georg Boehm, Beitr. zur geogn. Kenntniss d. Hilsmulde, Zeitschr. d. Deutsch. geol Ges. Jahrg. 1877, S. 227.
1878. C. Struckmann, Der obere Jura von Hannover, S. 40.
1881. P. de Loriol, Monogr. de la couche à *Amm. tenuilobatus* d'Oberbuchsitten, S. 69.
1888. P. de Loriol et Bourgeat, Études sur les Mollusques des couches coralligènes de Valfin., S. 295, Taf. 33, Fig. 18.
1888. Paul Choffat, Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques lamellibranches, S. 55, Taf. XI, Fig. 35, 36.

(Ich habe hier nur die wichtigsten Literatur - Nachweise gegeben, soweit dieselben für die Verbreitung der Arten von Bedeutung sind.)

Die grössten der zahlreichen von mir im oberen Wealden von Barsinghausen gesammelten Gehäuse besitzen eine Länge von 49 Millimeter, die kleinsten von 10 Millimeter. Mein grösstes Exemplar aus dem mittleren Kimmeridge von Hannover ist 44 Millimeter lang. Im Uebrigen konnte ich folgende Maasse nehmen:

1. Ausgezeichnet erhaltenes Exemplar aus dem Kimmeridge: Länge 34, Höhe 27, Dicke 25, Länge des Schlossrandes 21 Millimeter (= 100 : 80 : 73 : 68).

2. Exemplare aus dem oberen Wealden:

Länge	49	33	32	26 Millimeter						
Höhe	40	27	24	22	»	= 81	82	75	84	pCt.
Dicke	34	24	22	18	»	= 73	73	71	70	»
Länge des Schlossrandes	—	21	21	17	»	= —	64	65	66	»

Aehnliche Maasse werden sowohl von P. de Loriol als von Choffat angegeben.

Die Wirbel stehen bei einzelnen Exemplaren fast genau in der Mitte, bei anderen sind sie unbedeutend nach vorn gerückt. Das stark aufgeblähte, auf der Mitte des Rückens am stärksten gewölbte, trapezförmige Gehäuse ist, wenn die Schalen nicht abgerieben sind, mit weitläufig stehenden dicken Anwachsstreifen, beziehungsweise Runzeln bedeckt, zwischen denen sich sehr feine und dicht stehende concentrische Linien befinden, welche wieder von zahlreichen, von den Wirbeln ausstrahlenden, an der Vorderseite besonders scharf hervortretenden Streifen gekreuzt werden. An abgeriebenen Schalen ist zu bemerken, dass diese radialen Linien aus einzelnen dicht aneinander gereihten Punkten bestehen. Die Vorderseite ist etwas kürzer, als die Hinterseite, unterhalb des Schlossrandes etwas abgestumpft, dann regelmässig gerundet; mit dem Schlossrande bildet der untere Rand einen scharfen Winkel. Die Hinterseite ist über einer oben scharfen, unten abgerundeten, von den Wirbeln schräg nach dem unteren Rande verlaufenden Kante stark zusammengedrückt, so dass das Gehäuse an der hinteren Seite eine herzförmige Fläche bildet. Die Wirbel sind nicht sehr stark, mässig übergebogen und einander nahe gegenüberstehend. Das dazwischen liegende Schlossfeld ist schmal, lanzettlich, nach innen abschüssig, winkelig gefurcht.

Von der *Cucullaea Gabrielis* Leym. aus dem Hilsthone unterscheidet sich *C. texta* besonders durch die mehr trapezförmige Gestalt und durch die spitzeren, nahe einander gegenüberstehenden Buckel, ferner durch das schmalere Schild und durch die schärfer zusammengedrückte Hinterseite.

Cucullaea texta ist im oberen Jura des nordwestlichen Deutschlands vom unteren Kimmeridge bis zum unteren Portland (Schichten des *Ammonites gigas*) verbreitet; in den gleichen Schichten finden sie sich im oberen Jura Frankreichs; auch im oberen Jura Portugals und der Schweiz ist dieselbe verbreitet. Dass diese Art nunmehr auch im oberen Wealden von mir nachgewiesen ist, ist, wie ich dieses bereits oben hervorgehoben habe, für die Beurtheilung der Fauna dieser Bildungen von ganz besonderem Interesse.

7. Cyrena (Cytherea) rugosa P. de Loriol (Sow.).

Diese im ganzen oberen Jura vom unteren Kimmeridge bis in die oberen Portlandschichten weit verbreitete Art ist so allgemein bekannt, dass ich auf Literatur-Nachweis, Beschreibung und Abbildung glaube verzichten zu dürfen. In meinem Buche über den oberen Jura der Umgegend von Hannover (1878) ist dieselbe Taf. 6, Fig. 5—7 aus dem mittleren und oberen Kimmeridge von mir abgebildet worden. Ich will nur bemerken, dass, während ich die *Cyrena rugosa* aus dem hannover'schen Kimmeridge in einer Länge von 5 bis 42 Millimeter besitze, dieselbe nach den bisherigen Funden im oberen Wealden diese Grösse nicht zu erreichen scheint, indem mein grösstes Exemplar nur eine Länge von 12 Millimeter besitzt. Dagegen ist junge Brut dieser Art in einer Grösse von 4—10 Millimeter, die aber gleichwohl an der scharf gereiften Schale leicht als *Cyrena rugosa* zu erkennen ist, in gewissen Schichten ausserordentlich häufig. Dunker [1]) kannte diese kleinen Schalen aus dem oberen Wealden vom Osterwalde und beschrieb dieselben vorläufig, da ihm die Gattung zweifelhaft blieb, als *Pisidium exaratum.* Nach dem mir vorliegenden umfassenden Vergleichsmaterial glaube ich als sicher annehmen zu dürfen, dass diese kleine Muschel nur den Jugendzustand von *Cyrena rugosa* darstellt.

8. Cyrena unioides Dkr.

1846. Dunker, Norddeutsche Wealdenbildung, S. 34, Taf. XII, Fig. 4.

Dunker beschreibt diese Art mit folgenden Worten: »Das Gehäuse ist dickschalig, beinahe gleichmässig elliptisch und mit concentrischen Reifen und Furchen bedeckt. Die grössten Exemplare messen etwas über 1 Zoll; Länge, Höhe und Dicke verhalten sich wie 100 : 72 : 55. Die kleineren sind unverhältnissmässig flacher. Die Aehnlichkeit mit einigen *Unio*-Arten rührt haupt-

[1]) Dunker, Monographie der norddeutschen Wealdenbildung, S. 57, Taf. XIII, Fig. 19.

sächlich von den abgeriebenen Wirbeln her. Das Innere dieser Muschel habe ich bis jetzt nicht gesehen und es ist mir daher dieselbe noch etwas zweifelhaft.«

Es ist mir gelungen, an verschiedenen Schalen das Schloss blos zu legen und ich habe feststellen können, dass die Muschel 2 verhältnissmässig grosse und stumpfe Hauptzähne und an jeder Seite noch eine zahnartige Leiste besitzt; dieselbe stimmt in dieser Beziehung also mit vielen Cyrenen des Wealden überein. Eine Streifung habe ich an den Seitenzähnen nicht bemerken können.

Die grössten Exemplare aus dem oberen Wealden von Barsinghausen besitzen eine Länge von 24 Millimeter; das Verhältniss der Länge, Höhe und Dicke beträgt durchschnittlich 100 : 74 : 50.

Beitrag zur Kenntniss der in westpreussischen Silurgeschieben gefundenen Ostracoden.

Von Herrn **J. Kiesow** in Danzig.

(Hierzu Tafel XXIII und XXIV.)

In meiner Abhandlung »Ueber silurische und devonische Geschiebe Westpreussens« (Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig, 1884) ist bereits ein Ueberblick über die damals aus westpreussischen Silurgeschieben bekannten Ostracoden gegeben. Da sich aber inzwischen durch neue Funde einerseits die Anzahl unserer silurischen Ostracodenformen nicht unerheblich vermehrt, andererseits auch eine grössere Mannigfaltigkeit der betreffenden Geschiebe sich herausgestellt hat (eine solche Erweiterung erfuhren besonders unsere Leperditien und auch die Beyrichien führenden Geschiebe), so erschien es mir zweckmässig, unsere westpreussischen Leperditien nochmals genau durchzusehen und dieselben nebst einigen theils neuen, theils besonders interessanten Beyrichien ausführlicher zu behandeln.

Gattung: **Leperditia** Rouault.

Unter unseren Leperditien führenden Geschieben nehmen rücksichtlich ihrer Häufigkeit und der Anzahl der eingeschlossenen Leperditien, sowie auch wegen ihrer sehr gleichartigen petrographischen Ausbildung gewisse gelbliche, gelbgraue, graue oder

graubraune, seltener blaugefleckte dichte Kalke von scharfkantigem oder splitterigem Bruche, zum Theil mit Ausscheidungen von krystallinischem Kalke, die erste Stelle ein. Dieselben führen vorwiegend *Leperditia phaseolus* His. und die dieser Art zunächst stehenden Formen, während andere Versteinerungen nur untergeordnet auftreten. Wir wollen daher dieselben zusammenfassend als Leperditiengesteine (im engeren Sinne) bezeichnen.

Da sowohl auf Gotland als auch auf Oesel ähnliche Gesteine anstehend gefunden werden, so ist die Heimath dieser Geschiebe auf jenen Inseln und in dem Gebiete zwischen denselben zu suchen. Bei weitem die meisten unserer hierher gehörigen Geschiebe dürften jedoch von Oesel oder aus dem Zwischengebiet herstammen.

Nach ihrer Häufigkeit sind in zweiter Linie zu nennen die eine gewisse Mannichfaltigkeit zeigenden Geschiebe mit *Leperditia baltica* His., welche wohl ausnahmslos zu Lindström's Schicht c (Table of stratigraphical distribution by G. Lindström in »Notes on some silurian ostracoda from Gotland« by Prof. T. Rupert Jones, p. 8) zu rechnen sind.

Alle übrigen Leperditien-führenden Geschiebe sind von untergeordneter Bedeutung und finden daher am zweckmässigsten weiter unten bei der Besprechung der Leperditien selbst Berücksichtigung.

Leperditia phaseolus His. sp.

Taf. XXIII, Fig. 1, 2a, 2b.

Cytherina phaseolus His., Leth. suec., p. 9, t. 1, f. 1.

Leperditia Angelini F. Schmidt, Ueber die russischen silurischen Leperditien, p. 13, 14 (ex parte), f. 13, 14, 15, 16.

Leperditia phaseolus Kolmodin, Ostracoda silurica Gotlandiae. Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar 1879, No. 9, p. 134, t. 19, f. 4a—5b.

? *Leperditia Hisingeri* var. *gracilenta* R. Jones, Ann. and mag. of Nat. Hist. November 1881, p. 339 u. 340, t. XIX, f. 6a, 6b, 6c.

Obgleich diese Art durch ihre langgestreckte Form mit gerundeten Vorsprüngen am Vorder- und Hinterrande, durch den

bei der bedeutenden Schalenlänge verhältnissmässig geringen Unterschied zwischen der vorderen und hinteren Höhe der Schale, durch den sehr gleichmässig entwickelten flachen Bogen am Ventralrande, durch mässige Schalenwölbung und andere weiter unten zu erwähnende Merkmale ausgezeichnet ist, so ändert sie doch in mancher Beziehung nicht unerheblich ab. Zunächst ist das Verhältniss der Schalenhöhe zur Schalenlänge ziemlich variabel. Kolmodin giebt in seiner oben citirten Abhandlung dasselbe als 7 : 13 an; indessen ist dieses Verhältniss keineswegs constant. Nach einigen an Gotländischen Exemplaren angestellten Messungen, deren Resultate Herr Professor G. Lindström mir gütigst mitgetheilt hat, schwankt dieses Verhältniss zwischen den Grenzen 7 : 11 und 7 : 13. Auch die Grössenverhältnisse zwischen den Vorsprüngen am Vorder- und Hinterrande sind variabel. Im Allgemeinen erscheint der Hinterrand nur wenig stärker vorgezogen als der Vorderrand; doch treten, besonders bei kleinen Exemplaren, nach dieser Richtung bisweilen stärkere Unterschiede hervor, indem bei verhältnissmässig schwach entwickeltem vorderem Vorsprunge die hintere Partie stark vorgezogen erscheint. Nicht unerheblich variirt auch die Länge des Schlossrandes. Letzterer kommt der grössten Höhe an Länge mindestens gleich (so bei manchen kleinen Exemplaren) oder ist (und dieses ist die Regel) länger als diese. Der den Augenhöcker umgebende oft netzadrige Augenfleck springt nach der Bauchseite zu spitzwinklig, selten fast rechtwinklig vor und ist von dem ovalen, oft netzadrigen Schliessmuskelfleck durch einen schmalen linearen Zwischenraum getrennt; dieser zeigt entweder in seiner ganzen Länge gleiche Breite oder verbreitert sich ein wenig nach der Bauchseite zu. Die mässig stark gewölbten Schalen zeigen fast ausnahmslos ein gleichmässiges Abfallen nach allen Seiten. Ein Randsaum ist am Vorder- und Hinterrande bisweilen deutlich ausgebildet und zwar der hintere Randsaum im Allgemeinen stärker als der vordere. Der Umschlag der linken Schale ist glatt. Die Schalenoberfläche erscheint bei der grossen Mehrzahl der von mir beobachteten Exemplare unter der Lupe sehr fein eingestochen punktirt, bei Gotländischen Exemplaren zum Theil fein-strahlig geadert.

Maasse Gotländischer Exemplare:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	
Länge	14	13	11	10	8,5	11,8	8,6	Millimeter
Grösste Höhe	8	7	7	6	5	6,9	5,1	»
Höhe vorn . .	—	—	—	—	—	4,7	3,4	»
Höhe hinten .	—	—	—	—	—	6,4	4,9	»
Schlossrand .	—	—	—	—	—	7,6	5,5	»
Dicke	—	—	—	—	—	5	3,4	»

Die Maasse 1—5 sind mir durch Herrn Professor G. LINDSTRÖM gütigst mitgetheilt worden; 6 und 7 sind die von mir an 2 Gotländischen Exemplaren von LAU festgestellten Maasse.

Maasse westpreussischer Exemplare:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	
	ganze Schale	rechte Schale			linke Schale			
Länge	7	10,5	7,8	6	9,9	6,3	7,2	Millimeter
Grösste Höhe	4,3	6,5	4,2	3,8	6,1	4	4,6	»
Höhe vorn . .	—	4,6	3,4	—	4,2	—	—	»
Höhe hinten .	—	5,9	3,9	—	5,5	—	—	»
Schlossrand .	—	6,8	5,5	3,8	7,3	4,1	4,5	»
Dicke	3,2	—	—	—	—	—	—	»

2 und 5 sind Schalen aus unseren Beyrichienkalken; die übrigen wurden in unseren Leperditiengesteinen gefunden.

Leperditia phaseolus HIS. ist die bei weitem häufigste Leperditienart in unseren Leperditiengesteinen, woselbst sie nicht selten mit den nächstverwandten Formen vergesellschaftet auftritt; sehr selten dagegen findet sie sich in unseren Beyrichienkalken.

Im anstehenden Gestein findet sich diese Art auf den Inseln Gotland und Oesel.

Leperditia phaseolus HIS. var. **subpentagona** nov. var.

Taf. XXIII, Fig. 3.

Leperditia phaseolus KIESOW, Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig 1884, p. 228.

Diese kleine *Leperditia*, welche ich als eine Varietät der *Leperditia phaseolus* HIS. auffasse, unterscheidet sich von der Grund-

form dadurch, dass die rechten Schalen am Bauchrande einen scharf und winkelartig hervortretenden Vorsprung zeigen, welcher auch bei Jugendexemplaren mehr oder weniger deutlich hervortritt; in Folge dessen erscheinen die rechten Schalen annähernd fünfseitig. Die vorspringende Mitte des Ventralrandes ist schwach wulstig aufgeworfen. Linke Schalen sind von solchen der typischen Form nicht zu unterscheiden. Die Schalenoberfläche scheint glatt zu sein.

Maasse:

	rechte Schale	linke Schale
Länge	7,9	5,2 Millimeter
Grösste Höhe . . .	4,9	3,3 »
Schlossrand	4,7	3,8 »

Diese *Leperditia* ähnelt in den allgemeinen Umrissen sehr der *Leperditia nitens* Kolmodin; sie scheint jedoch von letzterer bestimmt verschieden zu sein, da bei *Leperditia nitens* nach Kolmodin ein Schliessmuskelfleck auf der Schalenfläche nicht zu erkennen ist. Von *Leperditia arctica* unterscheidet sie sich hauptsächlich durch den gerundeten Vorsprung am Vorderrande und durch die schwächere Schalenwölbung.

Es fanden sich die Exemplare in einem hellen cavernösen Kalke mit *Proetus signatus* Lindström (= *Proetus pulcher* var. Kiesow, a. a. O., p. 228 und 288, Taf. IV, f. 12), *Beyrichia* sp., *Rhynchonella Wilsoni* Sow., *Chonetes striatella* Dalman etc.

Leperditia gregaria nov. sp.

Taf. XXIII, Fig. 4a—8b.

Leperditia Angelini F. Schmidt, a. a. O., p. 14 (ex parte).
Leperditia Hisingeri var. Jones, a. a. O., p. 340 und 341, t. XIX, f. 16.

Diese Art, von welcher mir nur einzelne Schalen zur Untersuchung vorliegen, ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet: Die mässig stark gewölbten Schalen, deren stärkste Wölbung in der Mitte liegt, sind theils gleichmässig gewölbt, theils tritt die Schalenmitte etwas buckelartig hervor. Die grösste Höhe befindet sich in der Mitte und übertrifft stets erheblich den Schlossrand an Länge, und das Verhältniss zwischen der grössten Höhe und der Schalenlänge bleibt

immer hinter demjenigen von 7 : 11, welches als das kleinste durch Messungen bei *Leperditia phaseolus* HIS. gefunden wurde, um ein Beträchtliches zurück. Dieses Verhältniss schwankt nach den angestellten Messungen bei den rechten Schalen zwischen den Grenzen 7:9,94 und 7:10,5, bei den linken Schalen zwischen 7 : 10,35 und 7:10,57, in runden Zahlen zwischen 7:10 und 7:10,5. Die Vorsprünge am Vorder- und Hinterrande sind gerundet; der Vorsprung am Hinterrande tritt im Allgemeinen stärker hervor als derjenige am Vorderrande. Der Bogen am Ventralrande ist weniger gleichmässig entwickelt als bei *Leperditia phaseolus*, indem er nach dem Vorderrande zu steiler ansteigt. Der öfters netzaderige Augenfleck springt nach der Bauchseite zu spitzwinklig vor und ist von dem ovalen Schliessmuskelfleck, welcher ebenfalls bisweilen netzaderig erscheint, durch einen linearen Zwischenraum, welcher sich oft nach der Ventralseite zu etwas verbreitert, geschieden. Ein Randsaum ist bei allen beobachteten Exemplaren mehr oder weniger deutlich am Hinterrande zu erkennen; auch am Vorderrande, besonders in der Nähe des Schlossrandes, ist ein Randsaum bisweilen entwickelt. Der Umschlag der linken Schale ist wie bei *Leperditia phaseolus*. Die Schalenoberfläche ist fein eingestochen punktirt, zum Theil fein-strahlig geadert wie Gotländische Exemplare der *Leperditia phaseolus* HIS.

Maasse:

	rechte Schale			linke Schale				
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	
Länge	7,1	5,8	7,1	8,9	6,3	6,8	7,8	Millimeter
Grösste Höhe	5	4	5	5,9	4,3	4,6	5,3	»
Höhe vorn . .	3,4	—	3,5	4,5	—	3,5	4,3	»
Höhe hinten .	4,5	—	4,4	5,6	—	4,3	4,9	»
Schlossrand .	4,2	3,6	4,1	5,4	3,8	4	4,2	»

Sämmtliche Schalen stammen aus unseren gelblichen oder bräunlichen Leperditiengesteinen.

Im anstehenden Gestein findet sich diese Art auf der Insel Oesel, z. B. bei Randifer, woher sie R. JONES erhalten und unter dem Namen »*Leperditia Hisingeri* SCHMIDT var.« beschrieben hat.

Sehr auffallend durch die unter der Loupe hervortretende starke Aderung der Schalenfläche ist die in Fig. 8a und 8b dargestellte Form. Der hintere Randsaum, welcher sich noch über etwa ein Drittel des Ventralrandes erstreckt, ist breit und durch eine einschneidende Furche gegen die Schalenwölbung abgesetzt. Der vordere Randsaum ist schmäler und etwas kürzer als der am Hinterrande gelegene. Bei dem abgebildeten Exemplar setzt sich der hintere Randsaum fast bis zur Mittte des Schlossrandes fort; auch der vordere Randsaum zieht sich noch eine Strecke weit am Schlossrande hin. Augenfleck und Schliessmuskelfleck treten sehr deutlich hervor.

Es fand sich diese Form zu Prangschin in einem mässig harten graugelben Kalke vergesellschaftet mit *Encrinurus obtusus* Angelin, *Proetus* sp., *Orthis* sp. etc. *Encrinurus obtusus* findet sich nach F. Schmidt (Revision d. ostbalt. sil. Trilob., p. 225) bei Uddafer, welches nach p. 51 desselben Werkes zu der nördlichen gelben Zone der Schicht K gehört. Da mir von Gotland weder diese Leperditienform noch ein ähnliches Gestein bekannt ist, auf Oesel dagegen das gleiche Gestein vorkommt, so halte ich es für sehr wahrscheinlich, dass die Heimath des in Rede stehenden Geschiebes in der gelben Zone von F. Schmidt's Schicht K zu suchen ist.

Das Geschiebe befindet sich in der Sammlung des hiesigen Provinzial-Museums.

Von solchen Formen, die man als Uebergänge zwischen *Leperditia phaseolus* und *Leperditia gregaria* auffassen könnte, ist mir bei meinen Untersuchungen nur eine einzige begegnet. Diese, eine rechte Schale, kommt in den allgemeinen Umrissen der *Leperditia phaseolus* His. sehr nahe, unterscheidet sich aber von ihr durch die buckelartige, hinter der Schalenmitte gelegene stärkste Wölbung und durch eine deutliche Einsenkung, welche vor derselben gelegen ist und sich bis zum Augenhöcker hinzieht. Diese Form zeigt folgende Verhältnisse: Länge = 8,1 Millimeter, grösste Höhe = 5,2 Millimeter, Höhe vorn = 3,8 Millimeter, Höhe hinten = 4,7 Millimeter, Schlossrand = 5,1. Höhe : Länge = 7 : 10,9.

Die Maasse lassen auf nahe Beziehung zu *Leperditia phaseolus* His. schliessen.

Leperditia gregaria var. **arcticoidea** nov. var.

Taf. XXIII, Fig. 9a, b, 10.

Diese Varietät zeigt im Allgemeinen die Umrisse der typischen Form; aber am Ventralrande der rechten Schale tritt in der Mitte ein übrigens nicht sehr ausgeprägter, stumpfwinkeliger Vorsprung auf. Zwischen dem Ventralrande und der stärksten Erhebung der rechten Schale findet sich eine bald mehr, bald weniger deutliche Längsdepression und am Ventralrande eine lippenartige Aufwulstung der Schale. In Folge dessen zeigen die rechten Schalen unserer *Leperditia* einen ähnlichen Querschnitt wie die entsprechenden Schalen der *Leperditia arctica* Jones. Der Vorderrand der rechten Schale springt bisweilen spitz vor. Die zur Untersuchung vorliegenden hellbraunen Schalen erscheinen unter der Lupe glatt. Eine Uebergangsform zwischen der typischen *Leperditia gregaria* und der var. *arcticoidea* wurde gleichfalls beobachtet.

Von drei mit rechten Schalen der *Leperditia gregaria* var. *arcticoidea* vergesellschaftet gefundenen, linken Schalen (4, 5, 6), deren eine, 4, unter der Lupe glatt, 5 etwas undeutlich, 6 deutlich eingestochen punktirt erscheint, glaube ich die Schale 4 unbedenklich zu *Leperditia gregaria* var. *arcticoidea* rechnen zu dürfen. Wahrscheinlich jedoch gehören zu dieser Varietät auch die Schalen 5 und 6; denn es ist nicht unwahrscheinlich, dass eine feine Punktirung sich ursprünglich bei allen, auch bei den rechten Schalen gefunden hat, dass dieselbe jedoch bei ungünstiger Erhaltung mehr oder weniger ausgelöscht worden ist. Es ist deshalb meines Erachtens das Fehlen einer Punktirung an unseren rechten Schalen auch nur ein Umstand von ganz untergeordneter Bedeutung. Die linken Schalen halten nach den angestellten Messungen die Mitte zwischen *Leperditia gregaria* und *Leperditia phaseolus*.

Maasse:

	rechte Schale			linke Schale			
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	
Länge	6,5	6,3	6,1	6,5	5,6	6,1	Millimeter
Grösste Höhe	4,4	4,2	4	4,2	3,7	3,9	»
Höhe vorn . .	3,4	3,2	—	3,3	2,9	2,9	»
Höhe hinten .	3,9	3,9	—	3,8	3,4	3,8	»
Schlossrand .	3,6	3,8	—	4,2	3,4	3,8	»

Leperditia gregaria var. *arcticoidea* findet sich in unseren Leperditiengesteinen.

Leperditia gregaria var. ardua nov. var.

Taf. XXIII, Fig. 11a, b, 12, 13.

Eine kleine, schief ovale, vorn zugespitzte Form, von welcher ich grössere rechte und kleinere linke Schalen besitze; ich halte dieselbe für eine Varietät der *Leperditia gregaria*, welcher sie am nächsten steht. Die charakteristischen Kennzeichen treten besonders an den rechten Schalen hervor. Sowohl die rechten, als auch die linken Schalen sind stark gewölbt; die stärkste Wölbung befindet sich in der Mitte, von wo nach allen Seiten ein gleichmässiges Abfallen stattfindet. Am Ventralrande hat die rechte Schale einen gerundeten Vorsprung und steigt von hier aus nach vorn im flachen Bogen steil auf. Der aufsteigende Ventralrand bildet mit dem fast geraden Vorderrande einen nicht scharf ausgeprägten Winkel von 95° bis 100°. Der Ventralrand geht in den gerundeten Hinterrand in gleichmässiger Rundung über. Die Schale springt hier etwas weiter vor als vorn. Die verhältnissmässig etwas niedrigere linke Schale steigt vorn weniger steil an und springt nach hinten noch etwas stärker vor als die rechte. Der Umschlag der linken Schale trägt keine besondere Zeichnung. Ein deutlicher Randsaum wurde nur bei zwei linken Schalen am Hinterrande beobachtet; doch kann er auch hier fehlen, und bei rechten Schalen ist ein solcher nur an den Enden des Schlossrandes angedeutet. Der mässig stark vortretende Augentuberkel ist von einem nach der Bauchseite zu unter spitzem Winkel vorspringenden Augenfleck umgeben. Letzterer wird von dem ovalen oder birnförmigen, im Allgemeinen durch dunklere Färbung markirten Schliessmuskelflecke durch einen schmalen, nach dem Ventralrande zu sich ein wenig verbreiternden Zwischenraum getrennt. Die Farbe der Schalen ist glänzend dunkelbraun, die Oberfläche fein eingestochen punktirt. Die grösste Höhe liegt in der Mitte der Schalen.

Maasse:

	rechte Schale		linke Schale		
Länge	8,9	8,6	6	5,3	Millimeter
Grösste Höhe . .	6,1	5,9	4	3,6	»
Höhe vorn	4,2	4,1	2,9	2,7	»
Höhe hinten . . .	5,5	5,3	3,7	3,3	»
Schlossrand . . .	5,2	5,2	3,3	3,2	»

Diese *Leperditia* wurde bei uns nur in einem einzigen Gesteinsstück aufgefunden. Dasselbe ist ein dichter splittrig brechender gelbbrauner Kalk, welcher auch eine linke Schale von *Leperditia phaseolus* His. enthielt.

Leperditia baltica His. sp.

Taf. XXIII, Fig. 14, 15a, b.

Cytherina baltica His., Leth. suec., p. 10, t. 1, f. 2.
Cythere baltica F. Roemer, Leth. geogn. II, p. 528 (ex parte), t. IX, 3, f. 8d.
Leperditia baltica Jones, Ann. and Mag. Februar 1856, p. 85 (ex parte), t. 6, f. 1, 2, 4, 5.
» » var. a Kolmodin, Sveriges siluriska ostracoder, p. 14, f. 1, 2, 3.
» » F. Schmidt, a. a. O., p. 15.
» » Kiesow, a. a. O., p. 275.

Diese Art, welche verhältnissmässig selten in unseren Geschieben gefunden wird, war für mich besonders deshalb interessant, weil ich zwei Funde mit ziemlicher Sicherheit auf Gotländische Localitäten zurückführen konnte. Die beiden abgebildeten, kaum mittelgrossen und aussergewöhnlich kurzen Formen wurden in einem weisslich-grauen Mergelkalk gefunden, welcher genau dem Gestein bei Längers im Nordosten der Insel Gotland entspricht. Zwar sind die dort vorkommenden Formen im Allgemeinen mehr gestreckt; aber eine kleine Schale zeigte sich ähnlich verkürzt wie die hiesigen, bei Langenau gefundenen Schalen. Die Farbe der hiesigen, sowie auch der Gotländischen Exemplare ist dunkelbraun; letztere sind um eine Schattirung dunkler.

Ein zweites sehr interessantes Geschiebe wurde im Zoppot-Olivaer Walde gefunden. Es ist dieses ein ziemlich verwitterter

und in Folge dessen gelblich gefärbter Kalk mit zahlreichen Schalen der *Leperditia baltica* His. (F. Schmidt); daneben finden sich *Encrinurus punctatus*, *Atrypa reticularis* und einige schlecht erhaltene Beyrichien u. s. w. Da die Form und Farbe (soweit dieselbe erhalten) der hier gefundenen Leperditien mit dem Vorkommen auf Oesterby-Strand bei Slite auf Gotland gut übereinstimmt und hier wie dort *Encrinurus punctatus* und die gleiche Form der *Atrypa reticularis*, sowie Beyrichien als begleitende Versteinerungen auftreten, so halte ich es für äusserst wahrscheinlich, dass unser Geschiebe von jener Gotländischen Localität herzuleiten ist.

Ausser jenen beiden Vorkommnissen habe ich in meiner Sammlung noch zwei Geschiebe mit dieser Leperditienart von Spengawsken und eines von Kahlbude.

Das Vorkommen von *Leperditia Hisingeri* F. Schmidt in hiesigen Geschieben ist für mich sehr zweifelhaft geworden, da die rechten Schalen, welche dieser Art angehören könnten, von kurzen Schalen der *Leperditia baltica* His. (F. Schmidt) schwer zu unterscheiden sind und derartige Schalen bislang bei uns nur in Gesellschaft der *Leperditia baltica*, deren linke Schalen eine sichere Bestimmung ermöglichen, gefunden wurden.

Manche Schalen der *Leperditia baltica* lassen einen elliptischen Schliessmuskelfleck erkennen, was auch bereits in R. Jones' Publication vom Jahre 1856 deutlich zum Ausdruck gebracht ist. Die Oberfläche gut erhaltener Schalen ist, wie bereits R. Jones und F. Schmidt angeben, deutlich eingestochen punktirt; doch sind die Punkte stärker entwickelt und stehen weniger dicht als bei *Leperditia phaseolus* und *Leperditia gregaria*.

Leperditia baltica His. (F. Schmidt) ist bekanntlich bis dato im anstehenden Gestein mit Sicherheit nur auf der Insel Gotland und von F. Schmidt auf der Insel Malmö im Christianiafjord nachgewiesen, sonst aber nur noch in Geschieben gefunden worden.

Leperditia Eichwaldi F. Schmidt.

Taf. XXIII, Fig. 16.

Leperditia Eichwaldi F. Schmidt, Russ. sil. Leperd. (1873), p. 17, f. 19, 20, 21.
» » Kiesow, a. a. O., p. 275, t. IV, f. 4.

Die allein vorhandene rechte Schale ist im Umriss annähernd fünfseitig durch einen stumpfen Vorsprung an der Bauchseite, der nach beiden Seiten ziemlich gleichmässig abfällt. Am Vorderende findet sich in der Nähe des Schlossrandes die Andeutung eines Randsaumes. Die Schale ist in der Mitte am höchsten, fast buckelartig gewölbt.

Die Länge beträgt 8,7 Millimeter, die grösste Höhe 6 Millimeter, die Länge des Schlossrandes 6,2 Millimeter.

Die Schale fand sich in einem dichten gelblichen Kalke mit Kalkspatheinschlüssen vergesellschaftet mit *Chonetes striatella* und *Spirifer crispus*. — Langfuhr.

Leperditia sp.

Taf. XXIII. Fig. 17.

Diese *Leperditia*, eine rechte Schale, welche höchst wahrscheinlich einer neuen Art angehört, ist gewissermaassen eine Uebergangsform zwischen der *Leperditia Keyserlingi* F. Schmidt und der *Leperditia phaseolus* His., nähert sich jedoch in den allgemeinen Umrissen mehr der *Leperditia phaseolus*. Ein Randsaum am Vorder- und Hinterrande ist vorhanden. Indessen ist der hintere Randsaum viel weniger deutlich ausgeprägt als der vordere. Die Schale ist in der Mitte am stärksten gewölbt wie bei *Leperditia Keyserlingi*, ein elliptischer, nahe an den Augentuberkel herantretender Schliessmuskelfleck deutlich zu erkennen. Die Schale ist glatt. Länge 12,9 Millimeter, Höhe 8,1 Millimeter, Schlossrand 8,3 Millimeter.

Eine in demselben Gesteinsstück vorkommende, kleine, linke Schale, welche vielleicht mit der obigen Form zu vereinigen ist, zeigt insofern eine bemerkenswerthe Abweichung, als ein ununterbrochener Rand am Vorderende des Schlossrandes beginnend und am Vorder-, Ventral- und Hinterrande entlang laufend sich bis zum Hinterende des Schlossrandes hinzieht.

Die in Rede stehenden Leperditienschalen wurden vergesellschaftet mit Brachiopodenresten, besonders kleinen Orthisschalen, in einem grauen krystallinischen Kalke zu Prangschin gefunden. Sammlung des hiesigen Provinzial-Museums.

Leperditia conspersa nov. sp.

Taf. XXIII, Fig. 18a—c.

Diese sehr interessante Art, von welcher bis jetzt nur eine linke Schale bekannt ist, steht in den allgemeinen Umrissen und der Schalensculptur der *Leperditia Nordenskjöldi* F. Schmidt am nächsten. Die Schale ist langgestreckt; der Hinterrand springt etwas weiter vor als der Vorderrand. Der Ventralrand bildet einen flachen Bogen, welcher nach vorn nur wenig ansteigt und in sanfter Rundung in den gerundeten Vorder- und Hinterrand allmählich übergeht. Der Schlossrand ist lang, die vordere Höhe nur wenig kürzer als die hintere; die grösste Höhe liegt etwas hinter der Mitte. Die Schale ist verhältnissmässig stark gewölbt; die Wölbung fällt nach vorn zu steiler ab, als nach hinten; die Mittelpartie derselben bildet, vom Schlossrande oder Ventralrande aus gesehen, fast eine gerade Linie. Am Vorderrande ist ein schwächerer, am Hinterrande ein stärkerer Randsaum ausgebildet, welche sich am Ventralrande allmählich verlieren, nicht aber, wie bei *Leperditia Nordenskjöldi*, mit ihrem Ventralende tief in die Schalenfläche einschneiden. Unterhalb des Augenhöckers springt eine deutlich gewölbte Area (Augenfleck) spitzwinklig nach unten vor und wird von dem nur undeutlich markirten, nicht aus der Schalenfläche hervortretenden Schliessmuskelfleck durch eine schmale lineare Furche getrennt. In der Nähe des Schlossrandes oberhalb des Schliessmuskelflecks zeigt die vorliegende Schale eine flache Einsenkung und am Ventralrande einen deutlichen, unter dem ganzen Ventralrande sich hinziehenden Umschlag. Die Schalenoberfläche erscheint dem unbewaffneten Auge glatt, ist aber, unter der Lupe gesehen, granulirt. Die Granulirung ist ein wenig gröber und dichter als bei *Leperditia Nordenskjöldi*.

Die Länge beträgt 9,8 Millimeter, die grösste Höhe 5,8 Millimeter, die vordere Höhe 4,5 Millimeter, die hintere Höhe 5,5 Millimeter, die Länge des Schlossrandes 7,5 Millimeter.

Diese Leperditienart fand ich in einem sehr harten, splittrig brechenden, gelbgrauen Kalke bei Goldkrug vergesellschaftet mit Brachiopodenresten und einer Koralle, anscheinend einem *Cyathophyllum*.

Gattung: **Beyrichia** M'Coy.

Beyrichia Gedanensis Kiesow.

Taf. XXIV, Fig. 1—4.

Beyrichia tuberculata Boll var. *Gedanensis* Kiesow, Schriften d. Naturf. Ges. zu Danzig 1884, p. 277, t. IV, f. 5.
Beyrichia Noetlingi-conjuncta G. Reuter, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, p. 636, t. 25, f. 4.
» *Noetlingi* G. Reuter, a. a. O., p. 637, t. 25, f. 5 A, B, C.

Diese von mir früher als *Beyrichia tuberculata* var. *Gedanensis* bezeichnete *Beyrichia* ist an der oben citirten Stelle in folgender Weise von mir charakterisirt worden: »Die hierher gehörigen Schalen scheinen beim ersten Anblick von *Beyrichia tuberculata* Boll total verschieden zu sein; bei eingehender Betrachtung zeigt sich jedoch, dass dieselben sich auf diese Grundform zurückführen lassen. Sie zeichnen sich dadurch aus, dass die dreigetheilte hintere Wulst in wenige, auf der Oberfläche glatte, meist halbkugelige Knötchen zerfällt, so zwar, dass der oberste Abschnitt durch ein grösseres Knötchen repräsentirt wird, der mittlere durch 2 kleinere etwas längliche, der unterste durch 2 oder 3 Knötchen. Sind bei dem untersten Abschnitt 3 Knötchen ausgebildet, so sind die beiden unteren einander stark genähert. Der Rand ist glatt.«

Herr G. Reuter hat es nun für zweckmässig erachtet, auf Grund ganz geringfügiger individueller Abweichungen, welche von mir später an anderen zu Langenau gefundenen Exemplaren ebenfalls beobachtet worden sind, aus dieser einen Form eine neue Art und eine Varietät hervorgehen zu lassen.

Was die von mir und Reuter abgebildeten Formen neben anderen Merkmalen zu einem untrennbaren Formencomplex vereinigt, ist die Ausbildung von 2 deutlich entwickelten Knötchen (oder Buckeln) auf dem mittleren Abschnitt der hinteren Wulst. Dieselben wurden bei den zuerst von mir beobachteten Exemplaren als etwas länglich gefunden, von Reuter für seine *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* ebenfalls als länglich (elliptisch) angegeben.

Bei Reuter's *Beyrichia Noetlingi*, welche ich vor einigen Wochen im Mineralien-Cabinet der Universität in Königsberg zu sehen Gelegenheit hatte, haben die Buckel des mittleren Abschnitts der hinteren Wulst allerdings meistens halbkugelige Form; bei dem der Fig. 5C bei Reuter entsprechenden Beyrichienindividuum ist jedoch die Form des äusseren der beiden Buckel ebenfalls etwas länglich; als Unterscheidungsmerkmal zwischen *Beyrichia Noetlingi* und *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* fällt also die mehr elliptische oder halbkugelige Form dieser beiden Buckel wenig in's Gewicht: sie ist auf individuelle Abänderung zurückzuführen. Auf S. 637 bemerkt G. Reuter bei seiner *B. Noetlingi:* »Sämmtliche Buckel sind von gleicher Gestalt, Grösse und Höhe.« Dieses ist in Wirklichkeit bei den Exemplaren 5 A, 5 B und 5 C nicht der Fall, und ist sowohl bei diesen Exemplaren als auch bei dem Originalexemplar zu *B. Noetlingi-conjuncta* der mittlere Buckel des unteren Abschnitts der hinteren Wulst (Reuter's Metacephalwulst) etwas grösser als der innere und äussere. Die hiesigen Exemplare verhalten sich meistens ebenso; doch kommen bei uns auch Exemplare vor, bei denen diese drei Buckel gleiche Grösse haben.

Als ein Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen *Beyrichia Noetlingi* und *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* scheint Reuter die gegenseitige Entfernung der 3 Buckel am unteren Abschnitte der hinteren Wulst anzusehen. Aber auch hier finden sich bei den einzelnen Individuen der *Beyrichia Noetlingi* Reuter erhebliche Abweichungen. So liegen bei Reuter's Formen 5 A und 5 B die beiden inneren Buckel näher bei einander als der mittlere dem äusseren; bei 5 B sind die beiden inneren Buckel am Grunde nur durch eine ganz schmale Furche geschieden, Verhältnisse, welchen wir auch bei Reuter's *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* und meiner *Beyrichia Gedanensis* begegnen; bei letzterer sind allerdings die beiden inneren Buckel am Grunde bisweilen mehr oder weniger mit einander verschmolzen und ihre Theilung unvollkommen.

Also auch dieses Unterscheidungsmerkmal lässt uns in Wirklichkeit bei der Trennung der *Beyrichia Noetlingi* von *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* im Stiche. Eher noch hätte ich Veranlassung gehabt, bei der Aufstellung meiner *Beyrichia tuberculata* var.

Gedanensis die Individuen mit drei deutlich entwickelten Buckeln im unteren Abschnitt der hinteren Wulst gleich als besondere Art aufzustellen und diejenigen, bei denen die beiden inneren Buckel nur unvollkommen von einander geschieden sind, als Varietät abzusondern; ich hätte jedoch, da alle in demselben Gesteinsstück gefunden waren, bei der im Uebrigen vorhandenen Uebereinstimmung ein solches Verfahren für unwissenschaftlich gehalten und kann auch heute jene kleinen Unterschiede nur als solche ansehen, welche auf Variabilität der Individuen beruhen.

Unsere Figuren 1—4 geben möglichst naturgetreu die Formen der in einem und demselben Gesteinsstück gefundenen Beyrichien-Individuen wieder, welche ich meiner ersten kurzen Beschreibung zu Grunde gelegt habe; es liegt hier eine so schöne und interessante Reihe individueller Abänderungen vor, wie man sie sich nur wünschen kann. Dieselben beziehen sich, wie bemerkt, hauptsächlich auf den unteren Theil der hinteren Wulst. In unserer Fig. 1 sind der mittlere und innere Buckel dieses Abschnittes mit einander verschmolzen, eine Zweitheilung ist durch einen von oben her einschneidenden Spalt angedeutet; in Fig. 2 ist bereits eine Trennung beider durch eine seichte Querfurche angebahnt; in den Figuren 3 und 4 ist dieselbe vollzogen, und müsste Herr Reuter die in diesen Figuren abgebildeten Formen unzweifelhaft bei seiner *Beyrichia Noetlingi* unterbringen. Dazu kommt, dass der Ventralhöcker unserer in Fig. 1 dargestellten weiblichen Form genau das Verhalten desjenigen der weiblichen *Beyrichia Noetlingi* Reuter zeigt: derselbe durchbricht den gewölbten Randsaum und verdeckt ihn, von oben gesehen (der Randsaum ist jedoch an dieser Stelle, wie ich bei der Tempelburger Form beobachten konnte, nicht gänzlich verschwunden, sondern nur stark abgeflacht); gewissermaassen als Ersatz für den an jener Stelle zum grössten Theile verloren gegangenen Randsaum ist dort von der Ventralseite des grossen länglichen und ein wenig gerunzelten Ventralhöckers durch eine Furche ein Randsaum abgetrennt. Bei der weiblichen Form der *B. Noetlingi* Reuter ist indessen der Ventralhöcker viel deutlicher granulirt als bei der hiesigen Form von Tempelburg bei Danzig und erinnert sehr an den Ventral-

höcker der weiter unten zu besprechenden *Beyrichia Gedanensis* var. *pustulosa* Hall.

Es ist noch hinzuzufügen, dass wie bei unserer *Beyrichia Gedanensis*, so auch bei *Beyrichia Noetlingi* Reuter zwischen einzelnen Buckeln der hinteren Wulst hier und da Spuren einer Granulirung eingestreut auftreten.

Die Buckel sind entweder ganz glatt oder nur oben glatt und am Grunde granulirt. Der Randsaum ist bisweilen an seinem ventralen Theile leicht gekerbt.

Wir finden also bei allen diesen Formen nur individuelle Abweichungen, aber nirgends einen durchgreifenden Unterschied, welcher zur Abtrennung einzelner Formen und Vereinigung derselben auch nur zu einer Varietät berechtigen könnte. Es fallen demnach die von Reuter als *Beyrichia Noetlingi* und *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* bezeichneten Formen mit meiner *Beyrichia tuberculata* var. *Gedanensis* zusammen. Ob man diese als eine Varietät der *Beyrichia tuberculata* Boll oder als eine besondere Art auffasst, ist, im Grunde genommen, gleichgültig. Andererseits lässt sich aber nicht leugnen, dass sich die *Beyrichia tuberculata* var. *Gedanensis* durch die stark abweichende Ausbildung der hinteren Wulst weit genug von der typischen *Beyrichia tuberculata* Boll entfernt, um als besondere Art gelten zu können, und kann ich mich daher der Zweckmässigkeit, *Beyrichia tuberculata* var. *Gedanensis* zum Range einer besonderen Art zu erheben, nicht verschliessen. Zudem erschien es angemessen, der nächstfolgenden *Beyrichia* die Stelle einer Varietät der *Beyrichia Gedanensis* anzuweisen.

Da nun, wie oben des Näheren entwickelt, Reuter's *Beyrichia Noetlingi* und *B. Noetlingi-conjuncta* nicht getrennt werden dürfen, andererseits aber diese Formen mit meiner *Beyrichia tuberculata* var. *Gedanensis* zusammenfallen, so folgt hieraus, dass der von mir (wenn auch anfangs nur als Varietätsbezeichnung) zuerst angewandte Name *Beyrichia Gedanensis* für diese Beyrichien anzuwenden, Reuter's *Beyrichia Noetlingi* und *Beyrichia Noetlingi-conjuncta* dagegen einzuziehen sind.

Nach den bisher in West- und Ostpreussen gemachten Fun-

den würde demnach unter Berücksichtigung der individuellen Variabilität die Diagnose der *Beyrichia Gedanensis* etwa folgendermaassen lauten: *Beyrichia Gedanensis* KIESOW gehört zur Formengruppe der *Beyrichia tuberculata* BOLL (KLÖDEN). Sie ist ausgezeichnet durch die eigenthümliche Ausbildung der hinteren Wulst. Der obere Abschnitt derselben trägt einen halbkugeligen oder annähernd halbkugeligen Buckel, der mittlere zwei halbkugelige oder etwas längliche Buckel, während auf dem unteren Abschnitte sich drei meistens halbkugelige Buckel befinden, deren mittlerer in der Regel am grössten und dem inneren gewöhnlich mehr genähert ist als dem äusseren. Bisweilen sind von diesen drei Buckeln die beiden inneren mehr oder weniger mit einander verschmolzen und eine Trennung derselben nur unvollkommen. Die beiden schrägen Furchen der hinteren Wulst, sowie die Furche zwischen dem mittleren und hinteren Buckel des unteren Abschnittes derselben zeigen constant eine beträchtliche Breite und Tiefe; dagegen sind Breite und Tiefe der Furche zwischen dem mittleren und inneren Buckel des unteren Abschnitts der hinteren Wulst variabel. Die Hauptmasse der als solche wenig hervortretenden hinteren Wulst wird von den Buckeln gebildet (letztere, sowie die übrigen Hervorragungen der Schale sind entweder glatt oder nur oben glatt und am Grunde granulirt); neben den Buckeln finden sich bisweilen Spuren einer Granulirung. Der Randsaum ist glatt oder an seinem ventralen Theile leicht gekerbt.

Von einigem Interesse dürfte auch eine in dem Gesteinsstück von Tempelburg vorkommende Jugendform der *Beyrichia Gedanensis* sein; bei dieser ist der mittlere Abschnitt der hinteren Wulst ungetheilt und glatt wie bei einigen Formen der *Beyrichia tuberculata;* der gleichfalls glatte untere Abschnitt zeigt eine oberflächliche Dreitheilung. Das Exemplar ist, linear gemessen, ungefähr $^2/_3$ so gross als die ausgewachsenen Exemplare.

Maasse der *Beyrichia Gedanensis* von Tempelburg:

Länge	4,1	3,3	3,8	3,1	Millimeter
Höhe	2,5	2,1	—	2	»

Beyrichia Gedanensis var. pustulosa Hall.

Taf. XXIV, Fig. 5, 6.

Beyrichia pustulosa Hall, Canadian Nat. and Geol. vol. V, p. 157, f. 19.
» » » Acadian Geology, 2nd edition, p. 608—609, f. 216.
» *tuberculata* Jones, Geol. Mag. August 1881, p. 344, t. X, f. 9, 10.

Im Sommer 1886 fand ich zu Langenau bei Praust eine Platte eines sehr festen blaugrauen Kalkes, enthaltend ausser sehr wenigen Brachiopodenresten (anscheinend Resten von *Rhynchonella nucula*), *Onchus* sp., *Beyrichia Wilckensiana*, *Beyrichia Gedanensis* und *Beyrichia borussica* nov. sp. eine *Beyrichia*, welche zu der *Beyrichia pustulosa* Hall in so naher Beziehung steht, dass ich geneigt bin, beide Formen mit einander zu vereinigen. Andererseits ist dieselbe aber auch mit *Beyrichia Gedanensis* so nahe verwandt, dass eine artliche Trennung beider unthunlich erscheint.

Auf die *Beyrichia pustulosa* Hall wurde ich aufmerksam gemacht durch R. Jones' Schrift: »Notes on some palaeozoic bivalved entomostraca«, Geological magazine, August 1881. Daselbst sind in den Figuren 9 und 10 der Tafel X unter der Bezeichnung »*Beyrichia tuberculata* (Klöden)« Beyrichien von Arisaig, Nova Scotia, abgebildet, welche mit den in Rede stehenden Langenauer Exemplaren so sehr übereinstimmen, dass man sehr wahrscheinlich berechtigt ist, alle diese Formen zu einem gemeinschaftlichen Formencomplex zu vereinigen. R. Jones giebt auf p. 344 seines Werkes keine weitere Beschreibung, sondern sagt dort nur: »Probably these specimens may be the same as the form described by Prof. James Hall and Principal Dawson as *B. pustulosa* Hall (Canadian »Nat. and Geol.« vol. V, p. 157, Fig. 19, woodcut); and »Acadian Geol.« 2nd edition, p. 608, Fig. 216, woodcut); but I find no essential difference between the very fine large specimens before me and the Scandinavian specimens of *B. tuberculata* described and figured in the »Ann. N. Hist.« ser. 2, vol. XVI, p. 86, pl. 5, figs. 4—9.«

Hall's Beschreibung der *Beyrichia pustuloso*, welche ich nebst einer Copie der Fig. 19 der Freundlichkeit des Herrn Professors Lindström verdanke (in »Acadian Geol.« 2nd edition, pag. 608,

Fig. 216 ist nach Herrn Professor LINDSTRÖM's gefälliger Mittheilung die erste Beschreibung wörtlich abgedruckt, nur mit dem Zusatze der Localität »Arisaig«, die Figur noch schlechter als die erste), giebt, besonders auch wegen der mangelhaften Abbildung, kein ganz deutliches Bild. Da jedoch die von JONES auf Taf. X, f. 9, 10 dargestellten Exemplare ebenfalls von Arisaig herstammen, so ist es fast zweifellos, dass dieselben thatsächlich die Form der *Beyrichia pustulosa* HALL wiedergeben, was ja auch die Meinung von JONES ist. Ich bin demnach der Ansicht, dass bei der überaus grossen Uebereinstimmung der in Rede stehenden Langenauer Beyrichien mit der *Beyrichia tuberculata* JONES von Arisaig, also auch mit *Beyrichia pustulosa* HALL, unsere zu Langenau gefundenen Beyrichien mit *Beyrichia pustulosa* HALL zu vereinigen sind. Letztere fasse ich als eine Varietät der *Beyrichia Gedanensis* auf, welcher sie von allen bekannten Beyrichien am nächsten steht.

Unsere Langenauer Formen sind durch folgende Kennzeichen charakterisirt: Die hintere Wulst tritt als solche deutlicher und in sich geschlossener hervor als bei *Beyrichia Gedanensis*; die beiden schrägen Furchen der hinteren Wulst schneiden meistens weniger tief ein; die Buckel sind, mit Ausnahme des sehr stark gewölbten obersten Buckels, weniger entwickelt; besonders treten diejenigen des mittleren Abschnittes bei der allgemeinen Granulirung weniger stark hervor; letztere ist in einzelnen Fällen auch auf dem unteren Abschnitt neben den Buckeln ausgiebig entwickelt. Ueberhaupt variiren die einzelnen Individuen erheblich, und keines zeigt mit dem andern vollständige Uebereinstimmung. Sämmtliche Hervorragungen der Schale sind mit einer bald stärker, bald schwächer entwickelten Granulirung oder Runzelung bedeckt, auch die Oberseite der Buckel, bei denen die Granulirung allerdings am stärksten an den Seitenflächen auftritt.

Bei einem männlichen Exemplar hebt sich der Ventralhöcker hoch und fast kegelförmig aus der Schalenfläche empor.

Der Ventralhöcker der weiblichen Exemplare gleicht demjenigen der *Beyrichia Gedanensis*, ist aber verhältnissmässig sehr grob granulirt. Der Randsaum ist zum Theil deutlich gekerbt.

Die Exemplare sind, im Ganzen genommen, nicht besonders

gut erhalten, da dieselben beim Herauspräpariren aus dem harten Kalkstein leicht Schaden nehmen. Das in Fig. 6 dargestellte Exemplar zeigt eine starke Annäherung an *Beyrichia Gedanensis*, mit welcher es ja auch vergesellschaftet gefunden worden ist; beide Formen gehen anscheinend in einander über.

Maasse:

Länge	4,4	4,5	Millimeter
Höhe	2,7	2,8	»

Beyrichia Kochii Boll.

Taf. XXIV, Fig. 7—9.

Beyrichia Kochii Boll, Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturg. in Meckl. 1862, p. 121, f. 2.
» » Krause, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, p. 33, t. 1, f. 15.
» » Kiesow, a. a. O., p. 277.
» » Reuter, a. a. O., p. 643, t. XXVI, f. 15.

Diese Art ist bekanntlich charakterisirt durch die ziemlich schmale vordere halbmondförmige Wulst, durch die freistehende mittlere Wulst von elliptischem Umriss und durch die breite mehr oder weniger deutlich getheilte hintere Wulst. Letztere nun ist es, welche bei den verschiedenen Vorkommnissen variirt. Es ist, wie schon A. Krause angiebt, für diese Art charakteristisch, dass die Querfurchen der hinteren Wulst den Hinterrand derselben nicht erreichen. In manchen Fällen ist eine Theilung der hinteren Wulst nur angedeutet; in anderen Fällen ist letztere mehr oder weniger deutlich dreitheilig, oder es tritt nur der untere Abschnitt schärfer hervor, während die darüber liegenden Partien fein quergestreift und granulirt erscheinen. In vielen Fällen setzt sich die untere Querfurche dem Hinterrande parallel laufend nach dem Dorsalrande zu fort. Das dorsale Ende der hierdurch abgetrennten hinteren Partie bildet dann neben dem vorderen Vorsprunge der hinteren Wulst am Dorsalrande eine mehr oder weniger deutliche Spitze. Nach Reuter erreichen die Querfurchen weder die Vorder- noch die Hinterseite der Wulst. Doch kommt es ausnahmsweise auch bei männlichen Schalen vor, dass die Quer-

furchen den Vorderrand der hinteren Wulst erreichen und durchschneiden; bei den weiblichen Exemplaren scheint dieses sogar die Regel zu sein. Zwischen der mittleren und hinteren Wulst, hart am Schlossrande, befindet sich ein kleines nach unten spitz zulaufendes Knötchen, welches nie zu fehlen scheint, wenigstens habe ich es bei allen von mir untersuchten männlichen und weiblichen Exemplaren, deren Dorsalrand vollständig erhalten war, wahrnehmen können. Dieses Knötchen findet sich auch in REUTER's Fig. 15 kenntlich abgebildet. Im Text habe ich allerdings nach einer hierauf bezüglichen Angabe vergebens gesucht. Der Ventralrand trägt meistens feine radial gestellte Furchen.

Bei den ziemlich seltenen, bis dato meines Wissens noch nicht beschriebenen weiblichen Exemplaren ist der Ventralhöcker oval und an der Hinterseite ein wenig zugespitzt. Die mittlere Wulst ist etwas schräg gestellt. Die hintere Wulst der meisten weiblichen Exemplare lässt über dem unteren, stark gewölbten Abschnitt noch eine bald schmälere, bald breitere, querbalkenähnliche Schalenwölbung erkennen. Darüber befindet sich eine Granulirung, an welche sich weiter nach oben die glatte oder ein wenig gerunzelte innere Spitze anschliesst; eine schwächer entwickelte äussere (hintere) Spitze wird von der nach dem Dorsalrande sich hinziehenden Verlängerung des unteren Abschnittes gebildet.

Beyrichia borussica nov. sp.

Taf. XXIV, Fig. 10—14.

Der Schalenumriss ist annähernd halbkreisförmig; die grösste Höhe liegt etwas vor der Schalenmitte. Die vordere und hintere Wulst sind breit, erstere ungefähr $^2/_3$ so breit als letztere, beide am Grunde durch eine mehr oder weniger tief einschneidende Furche geschieden; letztere erscheint am Ventralrande breiter und tiefer als an ihrem oberen Ende. Die hintere Wulst erstreckt sich an der Ventralseite so weit nach vorn, dass ihr ventrales Ende mit der Vorderseite der mittleren Wulst in gleicher Linie liegt; sie trägt in der Regel in ihrem unteren Drittheil eine feine, meistens schräge Furche. Die elliptische mehr oder weniger

deutlich schief gestellte, frei stehende Centralwulst ist etwas schmäler als die vordere Wulst und wird an der Vorder-, Hinter- und Ventralseite von ziemlich breiten Furchen begrenzt; am schmalsten ist die Furche zwischen der vorderen und mittleren Wulst. Die mittlere Wulst erstreckt sich nicht bis zum Dorsalrande. Die vordere Wulst ist ziemlich flach, während die mittlere und hintere Wulst als stark gewölbte Partien hervortreten.

Bei den weiblichen Schalen ist der Ventralhöcker ausserordentlich gross, ungefähr wie bei *Beyrichia Salteriana*; dagegen hat die hintere, besonders aber die vordere Wulst eine Rückbildung erfahren. Ein Randsaum ist deutlich entwickelt; derselbe ist glatt oder mit kleinen Knötchen besetzt. Die vordere und hintere Wulst sind stets deutlich granulirt, seltener die mittlere Wulst, welche in den meisten Fällen nur gerunzelt oder glatt erscheint.

Einige grössere Schalen von männlichen Exemplaren haben folgende Maasse:

	rechte Schale		linke Schale	
Länge	1,9	2,2	1,8	Millimeter
Höhe	1,2	1,4	1,2	»

Diese Versteinerung ist von mir bislang nur in zwei Geschieben beobachtet worden und zwar stets in Begleitung einer kleinen Form der *Beyrichia Wilckensiana*. Das eine zu Langenau gefundene Geschiebe enthält die *Beyrichia borussica* ohne Knötchen am Rande, ausserdem *Onchus* sp., *Beyrichia Gedanensis* und *B. Gedanensis* var. *pustulosa*, *Beyrichia Wilckensiana*, ? *Rhynchonella nucula*. Die Form mit Knötchen am Rande fand sich in Gesellschaft der *Beyrichia Wilckensiana* in einem Geschiebe von Koliebken.

Beyrichia (Kloedenia) Wilckensiana var. plicata Jones.

Taf. XXIV, Fig. 15, 16.

Beyrichia Wilckensiana var. *plicata* Jones, Ann. and Mag. of Nat. Hist. August 1855, p. 90, t. 5, f. 19—21.

Die hier gefundenen Exemplare sind gestreckter als die typische *Beyrichia Wilckensiana*. Die ziemlich flache mittlere Wulst wird von tiefen Seitenfurchen begrenzt, von denen die

vordere breiter ist als die hintere. Die Furche, welche bei der typischen Form, vom Ventral- nach dem Dorsalrande hin verlaufend, die hintere Wulst theilt, erstreckt sich bei unserer var. *plicata* nicht bis zum Dorsalrande, sondern schneidet bald nur wenig in den ventralen Theil der Schalenwölbung ein, bald zieht sie sich auf dem gewölbten Schalentheil eine Strecke weit am hinteren Randsaum entlang, ohne jedoch den Dorsalrand zu erreichen. Am Dorsalrande, fast genau in der Mitte zwischen Hinterrand und Centralwulst, befindet sich eine breite, bald stärker ausgeprägte, bald nur schwach angedeutete Grube.

Uebergangsformen zwischen dieser Varietät und der typischen Form scheinen nicht selten zu sein.

Zwei rechte Schalen zeigen folgende Maasse:

Länge	2,9	3,2	Millimeter
Höhe	1,6	1,8	»

Die in den Figuren 8a, 8b und 17 dargestellten Leperditien befinden sich in der Sammlung des Provinzial-Museums zu Danzig, die anderen Leperditien und die Beyrichien in meiner Sammlung. Sämmtliche Figuren der Tafeln XXIII und XXIV sind von Herrn cand. math. Scheibel unter meiner Controlle gezeichnet.

Zum Schlusse entledige ich mich der angenehmen Pflicht, allen denjenigen Herren, durch deren Freundlichkeit das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit gefördert wurde, den Herren Geheimrath F. Roemer in Breslau, Professor G. Lindström in Stockholm, Professor Branco in Königsberg i. Pr., Museums-Director Dr. Conwentz in Danzig, Dr. Hecht in Königsberg i. Pr. für alle mir bewiesene Gefälligkeit hiermit meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Beiträge zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Oberharzes, insbesondere in der Umgebung von Lautenthal und im Innerstethal.

Von Herrn **Wilhelm Langsdorff** in Clausthal.

Ueber den allgemeinen geologischen Charakter des nordwestlichen Harzes ist in den früheren Jahrgängen der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. sowohl als des Jahrbuches der Königl. Preuss. Landesanstalt und Bergakademie des Oefteren verhandelt worden.

Inzwischen sind in den letzten Jahren in dem genannten Gebiete und namentlich in der Gegend zwischen Lautenthal und Wolfshagen durch zahlreiche von den Forstbehörden in Angriff genommene Weganlagen, durch Abholzung früher mit Wald bedeckter Flächen sowie durch Ausdehnung der Steinbruchsbetriebe manche neue Aufschlüsse erfolgt, welche zu der gegenwärtigen Arbeit die erste Anregung gegeben haben.

Wie die LOSSEN'sche Harzübersichtskarte zeigt, werden die höchsten — bis zu 800 Meter Meereshöhe ansteigenden — Kuppen des Nordharzes von den devonischen Schichten des Spiriferensandsteins und der daran sich anschliessenden Calceolaschiefer eingenommen. In der Gegend zwischen Goslar, Wolfshagen und Langelsheim legen sich mit einem südlichen Ausläufer gegen Hahnenklee auf jenes ältere Gebiet diejenigen Schichten auf, welche man seither als »Goslarer Schiefer« bezeichnet und als jüngere Zone vom »Wissenbacher Schiefer« unterschieden hat — eine Unterscheidung, auf welche jedoch neuerdings [1]) wieder verzichtet worden ist. In

[1]) Dieses Jahrbuch 1887, S. XXXVIII.

der gegenwärtigen Arbeit wird indessen die bereits zu einer gewissen Einbürgerung gelangte Bezeichnung des Goslarer Schiefers als solchen beibehalten werden.

In der Gegend zwischen Lautenthal, Hahnenklee und Wolfshagen wird der Goslarer Schiefer von einem rautenförmigen Ausläufer des Oberharzer Culms auf einer Unterlage von Cypridinen-Schiefer (Oberdevon) in der Weise überlagert, dass der letztere als am Rande der Culmdecke hervortretende Umsäumung auftritt, welche ihrerseits unmittelbar auf dem Goslarer Schiefer aufruht.

Nach dieser Oberflächengestaltung muss angenommen werden, dass eine Decke von Cypridinen-Schiefer den Goslarer Schiefer früher in grösserer Ausdehnung, als dies jetzt der Fall ist, überlagert hat und sammt den etwa sonst noch darüber befindlich gewesenen jüngeren Schichten durch Erosion entfernt worden ist.

Auf einen solchen Vorgang weist auch der Umstand hin, dass bei Lautenthal der Goslarer Schiefer unter der Decke des Cypridinen-Schiefers und ebenfalls von demselben umsäumt in einer räumlich beschränkten Partie wieder zum Vorschein kommt.

Die jetzt ausser Betrieb stehenden Schieferbrüche unterhalb Lautenthal gehören diesem isolirten Vorkommen an. In diesen Brüchen sowie an den Schieferfelsen, welche unterhalb der Einmündung der Seesener in die Lautenthal-Langelsheimer Chaussee an der westlichen Böschung der letzteren anstehen, kommen unter anderen Petrefacten namentlich Tentaculiten stellenweise häufig vor. Das Band des sich an der oberen Grenze des Goslarer Schiefers hinziehenden Cypridinen-Schiefers besitzt zwischen Lautenthal und Wolfshagen seine grösste Breite.

Als Fundstelle von Cypridinen kann hier der südöstliche Fuss des Ecksberges nach dem Riesbachthal namhaft gemacht werden.

Im Cypridinen-Schiefer werden als Einlagerungen häufig Kalkschichten beobachtet, welche mehr oder weniger die bekannte Kramenzelstructur besitzen.

Es wäre aber ein Irrthum, anzunehmen, dass diese Kalkeinlagerungen einen bestimmten Horizont des Cypridinen-Schiefers darstellen. Vielmehr liegen dieselben bald in den oberen, bald in

den mittleren und tieferen Lagen desselben. An manchen Stellen, so z. B. am Schünenberge (nordöstlich von Hahnenklee) wird sogar ein dreimal sich wiederholender Wechsel von Cypridinen-Schiefern mit Kramenzelkalken beobachtet, der die ganze Breite der Zone von Cypridinen-Schiefer zu umfassen scheint.

An manchen Localitäten, so z. B. längs des Südostrandes der Berge von Spiriferen-Sandstein zwischen Oberschulenberg und der Romkerhalle fehlen die Cypridinen-Schiefer ganz und es treten zwischen dem Goslarer Schiefer und dem Culm lediglich Kramenzelkalke an der Stelle der ersteren auf.

Merkwürdiger Weise fehlen an den Stellen, an welchen die Cypridinen-Schiefer durch Kramenzelkalke vollständig verdrängt werden, zugleich auch meist die Culmkieselschiefer, die sonst das Mittelglied zwischen den Cypridinen-Schiefern und den Posidonomyen-Schiefern bilden.

In der Gegend von Lautenthal finden sich die in die Cypridinen-Schiefer eingebetteten Kramenzelkalke meist in den oberen Lagen der ersteren.

Die am rechten Innerste-Ufer unterhalb Lautenthal, in der Dölbe, auf dem »Steilen Berge« und am Südabhang des Teufelsberges im Wege vor dem Walde in der Richtung gegen den Riesbach hin auftretenden Kramenzelkalke wären als schon früher bekannt hier nicht weiter hervorzuheben.

Dagegen haben sich neue Aufschlüsse ergeben an dem in der Höhencurve von 480 Meter am Südabhang des Sparenbergs neuerdings angelegten Fusspfade, sowie an dem vom südlichen Ausläufer des Ecksbergs nach dem Riesbachthale in der Ausführung begriffenen Fahrwege an der Stelle, wo solcher die Höhencurve von 360 Meter durchschneidet.

Weitere Vorkommen von Kramenzelkalk finden sich an 2 Stellen am Riesberge, das eine in 420 Meter Meereshöhe an der Stelle, wo die Braunschweigische Grenze einen rechten Winkel bildet; das andere östlich von der Biegung der Lautenthal-Wolfshagener Chaussee in 340 Meter Meereshöhe.

An beiden Stellen ist das Einfallen der Kalkschichten ein ziemlich flaches und nähert sich fast der Horizontalen. Alle diese

Kramenzelkalke gehören der oberen Region des Cypridinen-Schiefers an. Dagegen scheinen einige Kalkbänke, welche im Lautenthal-Wolfshagener Fusswege unmittelbar nördlich vom Ausgange des Dölbe- in das Innerstethal anstehen, der tieferen Zone desselben anzugehören.

Die oberen Schichten des Cypridinen-Schiefers zeichnen sich in der Gegend zwischen Lautenthal und Wolfshagen — wie ganz dasselbe z. B. im Nassauischen und im ehemals Hessischen sog. Hinterlande beobachtet wird — meist durch eine lebhafte rothe und graue Färbung aus, welche durch Verwitterung resp. Oxydation hier und da in einen braunen bis gelblichen Farbenton übergeht. In der Nähe der Kramenzelkalke nehmen oft auch die bunt gefärbten Thonschiefer Kramenzelstructur an.

Die Schichten des auf die Cypridinen-Schiefer folgenden Culmkieselschiefers legen sich um die bis zu 600 Meter Meereshöhe ansteigenden Kuppen nordöstlich von Lautenthal bandartig herum und bilden trotz der häufigen Unterbrechung durch Gangspalten an der Oberfläche gewissermaassen einen zusammenhängenden Teppich, auf welchem die nun folgenden Culmschichten (Posidonomyenschiefer mit den ein- und aufgelagerten Grauwacken) in verschiedener Mächtigkeit sich auszubreiten scheinen.

Je mehr man sich vom Nordwestrande des Harzes in südöstlicher Richtung der Hochebene von Clausthal nähert, um so mehr wird das im Allgemeinen unverändert gegen Südosten gerichtete Einfallen der ohne Zweifel zum Theil überkippten Schichten steiler, die Faltung wird intensiver und während von Lautenthal aufwärts im Innerstethal steil aufgerichtete Schichten mit flach liegenden noch abwechseln und letztere stellenweise noch vorherrschen, erscheinen mit dem weiteren östlichen und südöstlichen Vorschreiten mehr und mehr sämmtliche Schichten steil aufgerichtet und Sättel wie Mulden platt zusammengedrückt, so dass deren Begrenzungen kaum mehr zu erkennen sind.

Ein solches ununterbrochenes Auftreten steil aufgerichteter und zweifellos zusammengeklappter Schichtenfalten lässt sich beispielsweise an der von Clausthal nach Altenau führenden Chaussee von deren höchstem — auf 597 Meter Meereshöhe gelegenen —

Punkte bis zum Polsterthale, d. h. auf volle 3 Kilometer Länge beobachten.

Die einzigen Anzeichen, welche Faltengrenzen auch äusserlich andeuten, sind mehrmals auf dieser Strecke in dem Streichen der Schichten unvermittelt eintretende Aenderungen, welche an den betreffenden Stellen im Mittel 10 bis 20 Grad betragen.

In dem beschriebenen Verhalten tritt auch mit der unmittelbaren Annäherung an die Granite des Okerthals und des Brockens nur die Aenderung ein, dass daselbst gesteigerte Faltungserscheinungen auftreten, welche aber, ebenso wie die rings um die Granitmasse an den Schichten sich bemerklich machenden metamorphischen Erscheinungen, nur einen localen Charakter tragen.

Aus diesem vorstehend geschilderten Verhalten geht hervor, dass es ein Irrthum sein würde, in dem Austritt der Granite die letzte Ursache der Schichtenfaltung zu suchen, vielmehr spricht dasselbe für die Auffassung Lossen's [1]), dass den vom Westrande des Harzes gegen die Gebirgskerne allmählich sich steigernden Faltungserscheinungen eine tiefere Ursache zu Grunde liegt, welche gleichzeitig den Austritt der Granite ermöglichte und Spaltenbildungen bewirkte und welche, wie Lossen näher nachweist, als die Durchkreuzung des Niederländischen mit dem Hercynischen Faltensystem aufzufassen ist, von welchen das eine den Südwestharz und das andere den Südharz beherrscht — im Knotenpunkte Granite emporpressend und in den Schichten sich weithin erstreckende Zerreissungen bewirkend.

Mit vorstehender Auffassung steht auch der von Kayser [2]) gelieferte Nachweis von Gängen im Granitgebiete selbst nicht im Widerspruch, beweist vielmehr, dass auch nach dem Durchbruch der Granite und der Consolidirung derselben die Faltungen und Zerreissungen ihren ungestörten Fortgang genommen haben.

Was nun insbesondere die in der Gegend zwischen Lautenthal und Wolfshagen auftretenden — bis jetzt noch wenig untersuchten — Spalten und Gänge betrifft, so ist zu bemerken, dass

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, S. 1—50.
[2]) Dieses Jahrbuch 1882, S. 412—455.

dieselben ein zusammenhängendes System bilden, in welchem zwei sich unter spitzen Winkeln kreuzende Hauptrichtungen (von West nach Ost und von Südost nach Nordwest) vorherrschen. Der durch den Bergbaubetrieb als ununterbrochene Dislocationslinie aufgeschlossene Lautenthal-Hahnenkleer Gang verfolgt — wenigstens in seinem von Lautenthal gegen Hahnenklee verlaufenden Westende — eine mittlere Richtung.

Einige dieser Spalten, wie diejenige des Bischofsthals und des Dölbethals fallen mit den Sohlen der gleichnamigen Thäler nahezu zusammen; die übrigen lenken grossentheils auf längere oder kürzere Strecken in Thalrisse ein und haben offenbar zur Bildung der betreffenden Thäler den ersten Anstoss gegeben.

Auch der Lautenthaler Hauptzug gehört in die letzte Klasse, indem derselbe das Thal der Laute, das kleine Schlackenthal und das Rosenthal verfolgt und selbst gegen Seesen hin noch unter der Zechsteindecke bemerklich bleibt.

Seitliche Verwerfungen der Schichten zufolge der Gänge, wie sie namentlich am Burgstädter Zug bei Clausthal, sowie an den den Lerbach - Altenauer Höhenzug durchquerenden Gängen als Regel beobachtet werden, treten in der Gegend zwischen Lautenthal und Wolfshagen wenig hervor.

Trotzdem müssen die Schichten auch an den zwischen Lautenthal und Wolfshagen sich vorfindenden Gängen erhebliche Verschiebungen erlitten haben, weil namentlich die Kieselschiefer-Zonen sowohl bezüglich der Mächtigkeit als der Höhenlagen an räumlich bei einander liegenden Stellen grosse Unregelmässigkeiten und in Folge derselben seltsame Verzerrungen und Verdrehungen zeigen, welche durch die Erosion nicht hervorgerufen sein können.

Insbesondere in verticaler Richtung oder in Richtungen, die sich dem Einfallen der Schichten nähern, müssen Schiebungen stattgefunden haben, da sonst die bemerkten Unregelmässigkeiten, die übrigens im Horizontalbilde — der geologischen Karte — nur theilweise zum Ausdruck kommen, nicht zu erklären sein würden. Es liegt hiernach bei den Gängen nördlich von Lautenthal ein gewisser Gegensatz zu den nach oben oder nach unten klaffenden, im Uebrigen bezüglich der Höhenlage der Spalten-

ränder nur wenig veränderten Spalten und Sprüngen vor, welche v. Koenen [1]) im Buntsandstein-Gebiet beobachtet und beschrieben hat. Selbstverständlich kann man nicht erwarten, dass die nachträglich durch die Erosion erzeugten Formationsgrenzen mit den jetzigen Horizontalcurven zusammenfallen — allein schon aus dem Grunde, weil durch die fortschreitende Faltung der Umfang des Erosionsgebietes sich vielfach verändert hat.

Nach diesen allgemeinen Vorbemerkungen dürfte es am Platze sein, auf die Gestaltung der Gänge im nördlichen Theil der durch die Ueberschrift dieser Arbeit näher bezeichneten Gegend näher einzugehen. Es muss hierbei, da die Beigabe einer Specialkarte zu weit geführt haben würde, auf das Blatt Seesen der Generalstabskarte Bezug genommen werden.

An bereits bekannten und auf der Borcher'schen Gangkarte angegebenen Spalten sind ausser dem Lautenthal-Hahnenkleer Hauptgang der Steigerthaler Gang, der sich vom oberen Steigerthal in's Kl. Trogthal herabzieht, sowie der Wittenberger und Gegenthaler Zug, auf deren letzterem bis vor einigen Jahren noch Eisensteinbergbau im Gange war, hier zu nennen. Der Wittenberger Zug — ganz unvermittelt als mächtige, mit Brauneisenstein und Eisenkiesel erfüllte Doppelspalte im Gebiet der Cypridinenschiefer auftretend — muss früher, der grossen Ausdehnung der in seiner Nähe am rechten Innerste-Ufer angehäuften Schlacken nach zu urtheilen, einem lebhaften Hüttenbetrieb als Unterlage gedient haben.

I. Gruppe.

Dölbethal-, Bischofsthal- und Innerste-Trogthaler Gang.

1. Das Dölbethal,

welches zwischen dem Bielstein im Süden und dem Sparenberge, sowie der Heimbergskappe im Norden eine tiefe Spalte bildet, zeigt schon bei flüchtiger Ansicht und Vergleichung der beiderseitigen Thalgehänge, dass dasselbe als eine Schichtentrennungslinie aufzufassen ist.

[1]) Dieses Jahrbuch 1885, S. 53—56 u. ff.

Noch überzeugender tritt dies hervor, sobald man in Verfolgung des Dölbethals die Wasserscheide zwischen dem Bielstein und dem Oberen Sommerberge in östlicher Richtung überschritten hat, indem in dem tief eingeschnittenen Rollethale, welches in die Verlängerungslinie des Dölbethals fällt, der an der Spalte stattfindende, scharf abschneidende Wechsel zwischen Kieselschiefer und Grauwacke zu Tag ausgeht.

Das Dölbe- und Rollethal stellen zusammen eine Gangspalte vor. Gangmulm und verkieseltes Ganggestein wird in der Höhencurve von 380 Meter im Dölbethale direct beobachtet. Halden finden sich in der Schlucht südlich von der Heimbergskappe im oberen Dölbethale in der Höhencurve von 520 Meter, sowie im Kl. Uhlenthale in 460 Meter Meereshöhe; ausserdem zahlreiche Schlackenhalden im letzteren und am Langeliether Graben (Blatt Zellerfeld) bis zu 560 Meter Meereshöhe.

2. Das Bischofsthal.

Hier ist bezüglich der verschiedenen Beschaffenheit der beiderseitigen Thalgehänge dasselbe wie bei dem Dölbethale zu sagen. Mehrere Stollen und Halden, auf welchen ausser Ganggesteinen zahlreiche Schlacken u. s. w. als unverkennbare Reste angestellter Schmelzproben angetroffen werden, finden sich im mittleren Bischofsthal, wo der Gang die Thalsohle auf eine Länge von ungefähr 250 Meter berührt, in etwa 380 Meter Seehöhe, sowie eine Bergehalde in der Höhencurve von 520 Meter am oberen Ende desselben.

3. Der Innerste-Trogthaler Gang.

Zu dem auf der Westkante des Bielsteins befindlichen Aussichtspunkte, der »Laube«, führen vom Bischofsthale sowohl, als vom Dölbethale aus mehrere — theilweise neu angelegte — Fusspfade, welche ein sehr merkwürdiges Terrain durchschneiden.

Der südwestliche Fuss des Bielsteins, nach dem unteren Ende des Bischofsthals hin, wird von einer breiten, von 2 Seiten steil ansteigenden und ganz mit Kieselschiefertrümmern bedeckten Fläche eingenommen, welche sich beim Ansteigen nach dem Bielstein plötzlich auf ein schmales Band verengt, das sich östlich

und nördlich um die mit der »Laube« bekrönte — am meisten nach West gelegene — Kuppe des Bielsteins herumschlingt.

Oestlich von der »Laube« steigt die plötzlich auf etwa ein Drittel ihrer unteren Breite verschmälerte Kieselschieferzone steil um circa 100 Meter empor, während auf der Nordseite im Zusammenhang mit dieser steil ansteigenden Zone der Kieselschiefer ebenfalls in einem schmalen, fast horizontal liegenden — am Westende etwas verbreiterten — Bande auftritt, ohne sich indessen mit dem übrigen am westlichen Fuss des Bielsteins auftretenden Kieselschiefer wieder zu vereinigen.

Da, wo der aus dem Bischofsthale zur Laube steil ansteigende Fusspfad die Höhencurve von 440 Meter schneidet, treten ohne alle Vermittlung unregelmässig zerklüftete, auseinander gerissene und übereinander geschobene Kieselschieferfelsen auf, an welche sich nach Westen bis zum Innerstethale steilste, mit Fragmenten von Kiesel- und Cypridinenschiefer bedeckte Abstürze anschliessen. Alles weist darauf hin, dass man sich inmitten des Zuges einer Gangspalte befindet, die sich bei weiterer Untersuchung auch sehr leicht vom Bischofsthal aus durch das Innerstethal gegen den Teufels- und Trogthalerberg und bis gegen den Hakelsberg verfolgen lässt.

Die Spalte ist am linken Innerste-Ufer an der rothbraunen Ausfüllungsmasse, welche sich von den Nachbargesteinen grell abhebt, am nordöstlichen Abhang des Teufelsbergs in einem von 300 — 380 Meter am Berge hinauflaufenden Streifen deutlich zu erkennen.

Auch am nordöstlichen Abhang des Hakelbergs macht sich die Spalte an dem in das Steigerthal herabführenden Wege in etwa 460 Meter in der plötzlich eintretenden Einmengung von Kieselschiefergestein in die westlich vom Gang vorherrschende Grauwacke bemerklich.

4. Doppelspalte vom kleinen Bromberge.

Auf der Borcher'schen Gangkarte ist am Kleinen Bromberge eine Doppelspalte als Ausläufer des Lautenthaler Hauptganges angegeben, deren Verlängerung sich in bestimmt ausgesprochener

Weise — parallel zum Innerste-Trogthaler Gang — über den Teufels- und Gr. Trogthaler Berg bis gegen den »Oehrenbrunnen« verfolgen lässt. An diesem Gang fehlen in dem sich nach Nordwesten erweiternden Winkel zwischen ihm und dem Lautenthaler Hauptgang seitliche Schichtenverschiebungen; eine plötzliche Unregelmässigkeit stellt sich jedoch in dem spitzen Winkel, in dem beide Gänge sich schneiden, dadurch heraus, dass, vom Steilen Berge anfangend, gegen den Schnittpunkt der Gänge die Schichten des Kieselschiefers sammt den darauf liegenden Posidonomyenschiefern und sammt den Culmgrauwacken eine successive Senkung erlitten haben, wodurch diese sämmtlichen Schichten von der Erosion wenig berührt worden sind, welche unmittelbar daneben — nordöstlich von der Doppelspalte — alle Schichten bis auf den an der Oberfläche allein noch übrig gebliebenen Cypridinenschiefer weggewaschen hat.

5. Schulberg-Gang.

Ueber diesen Gang hat Verfasser früher schon Mittheilung gemacht [1]) und beschränkt sich hier auf die Angabe, dass sich im allgemeinen Streichen am Nordabhang des Schulbergs eine Kieselschieferzone vorfindet, welche beiderseits von Posidonomyenschiefer und Culmgrauwacken begleitet wird und nach Süden so abbricht resp. sich verwirft, wie solches nur durch eine Gangspalte zu geschehen pflegt. Höchst wahrscheinlich setzt sich der Gang bis zum Nordende des Langeliether Grabens (Blatt Zellerfeld) fort, um sich dort an der S-förmigen Biegung der in's Weidenthal herabführenden Chaussee mit einer Spalte der folgenden Gruppe zu vereinigen.

II. Gruppe.

Kl. Riesbach-Gang; Gang am Ecksberge, sowie Spalten am Sommerberge und zwischen dem Heimbergskopf und der Heimbergskappe.

---

[1]) Gang- und Schichtenstudien aus dem nordwestlichen Oberharz; Clausthal 1885, S. 45.

6. Kl. Riesbach-Gang.

Verfolgt man das Dölbethal von seiner Einmündung in's Innerste-Thal bis zu seinem in etwa 590 Meter Meereshöhe liegenden Ursprung auf der gegenwärtig waldfreien Wasserscheide zwischen dem Bielstein, der Heimbergskappe und dem Sommerberge, so gelangt man nahe am höchsten Punkt an eine in der äusserst steil ansteigenden und in Folge von Schlamm- und Gerölle-anhäufung mühsam zu erklimmenden Thalschlucht befindliche Halde, welche den Schnittpunkt der Dölbethal-Spalte mit einer zweiten Spalte bezeichnet, die in deutlich ausgesprochener Weise vom oberen Ende des Dölbethals durch das Kl. Riesbachthal nach dem Südfusse des Ecksberges zwischen diesem und den Trogthaler Grauwackesteinbrüchen sich hinzieht. Die Endhalde im Dölbethale liegt in 520 Meter Meereshöhe.

Am Südabhang des Ecksberges macht sich der Gang zwischen den beiden alten, am Trogthaler Berg befindlichen und dem neuen, am rechten Innerste-Ufer vor einiger Zeit in Angriff genommenen Steinbruch dadurch geltend, dass die Gesteinsschichten an der Spalte einen Bruch erlitten haben, der sich in der abweichenden Lagerung der zu beiden Seiten der Innerste anstehenden Grauwacken ausdrückt.

7. Die Ecksberg-Spalte.

Die südwestliche Abdachung des Ecksberges von seinem 557 Meter hohen Gipfel bis zur Innerste besteht aus sehr steilen Abstürzen, die mit mächtigen Grauwackeblöcken übersäet sind. Die steilste Stelle befindet sich in 500 Meter Meereshöhe, etwa 100 Meter südlich von der Spitze entfernt und ist von Süden her vollkommen unzugänglich. An dieser Stelle oder noch etwas weiter östlich beginnt die Ecksberg-Spalte, welche sich in der Richtung WNW. schräg über den Südwestabhang des Berges erstreckt und am rechten Innerste-Ufer zu Tag ausgeht.

Nach dem Thal zu erweitert sich die Spalte und kann am nordwestlichen Ausläufer des Ecksberges auf etwa 400 Meter Breiten-Erstreckung wahrgenommen werden.

An dem unteren der verschiedenen, südwestlich um den

Ecksberg sich hinziehenden Wege nehmen ganz plötzlich bei dem Eintritt in die Spalte die Schichten die Streichungsrichtung derselben an. Es sind diese nach Westen hin etwas divergirenden Schichten offenbar als ursprünglich zusammenhängende Masse von der Seite in die Gangspalte hineingerutscht und haben deren — von dem allgemeinen Schichtenstreichen fast um 90° abweichendes Streichen angenommen, ein Fall, der bei den oberharzischen Gängen öfters beobachtet wird.

8. Sommerberg-Spalte.

Auf dem oberen Sommerberge befindet sich dicht neben dem in der Höhencurve von etwa 580 Meter, parallel mit dem Grate des ersteren hinlaufenden, nach dem Borberge führenden Fahrwege eine alte, ausser Ganggesteinen auch Schlacken enthaltende Halde. Diese gehört einer Spalte an, welche sich in ostsüdöstlicher Richtung durch das Varley-Thal gegen den nördlichen Bogen des Langeliether Grabens (Blatt Zellerfeld) verfolgen lässt.

Im Varley-Thal hebt sich der braun gefärbte Inhalt der Spalte deutlich vom Nachbargestein ab. Da, wo dieselbe mit der folgenden zusammentrifft, liegt noch eine zweite Halde, nämlich in der tiefen Schlucht zwischen Heimbergskopf und Heimbergskappe.

9. Als letzte der beobachteten Spalten wäre hier noch ein Sprung anzuführen, welcher zwischen Heimbergskopf und Heimbergskappe zu beobachten ist und von der letzt erwähnten Halde, dem Bischofsthale parallel, die Schlucht zwischen den beiden genannten Kuppen verfolgt.

Bezüglich der Einschlüsse der sub 1—9 namhaft gemachten Spalten wäre zu bemerken, dass drei derselben, nämlich die Dölbethal-, Bischofsthal- und Sommerberg-Spalte, als erzführend, die übrigen wahrscheinlich als »faule Ruscheln« zu betrachten sein werden.

Zum Schluss dieser Arbeit sei es gestattet, die noch der Lösung harrende Frage der Gliederung des oberen Culms — der Culm-Grauwacke — hier in Kürze zu besprechen.

Die Hauptschwierigkeit, welche dem Versuche einer Gliederung dieses bei Weitem den grössten Theil des nordwestlichen Oberharzes einnehmenden Gebietes entgegensteht, beruht darin, dass fast nirgends eine Stelle zu finden ist, wo die Formation in ihrer ganzen Mächtigkeit im Zusammenhang studirt werden kann.

Im ganzen Innerste-Thale werden überall die Uebergänge flacher Grauwackelagen in steil aufgerichtete, durch Haufwerke von Grauwacken und Thonschieferbruchstücken ohne jede Schichtung bezeichnet.

Diese Thatsache mag sich zum Theil durch die gesteigerte Einwirkung der Erosion an den Biegungsstellen, namentlich wenn dieselben Mulden entsprechen, erklären lassen. In vielen Fällen hat aber in der Nähe der Biegungsstellen zugleich ein Bruch stattgefunden und die gesteigerte Anhäufung der Bruchstücke veranlasst.

An einzelnen Punkten, so z. B. an der Felspartie am rechten Innerste-Ufer unterhalb der Hütschenthaler Sägemühle lässt sich eine nahe an der tiefsten Stelle zerrissene, im Profil zu Tage ausgehende Mulde direct beobachten. An anderen Stellen, wie z. B. an dem Schichtenprofil an der Innerste-Chaussee unterhalb des Silbernaaler Zechenhauses, sind die Faltenbruchstücke an den Bruchflächen mehrfach herabgerutscht und dachziegelartig übereinander geschoben, so dass auch hier der stattgefundene Faltenbruch ausser Zweifel steht.

Da an allen diesen Stellen der directe Zusammenhang der Schichten unterbrochen ist, so bleibt behufs des Studiums der Schichtenfolge nichts anderes übrig, als die horizontalen und die verticalen Bruchstücke der Formation für sich getrennt der Untersuchung zu unterwerfen.

Horizontale Schichten, welche durch den Steinbruchsbetrieb, für welchen sie die günstigste Lagerung darbieten, im Innerste-Thale in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen sind, finden sich daselbst zunächst in den beiden Trogthaler Steinbrüchen unterhalb Lautenthal.

Die Unterlage der Grauwacke bilden hier Posidonomyenschiefer, die sich am Fusse des Teufelsbergs auf Kieselschiefer

auflagern. In den beiden Trogthaler Brüchen haben die compacten, theilweise aus Conglomeraten bestehenden Grauwackebänke eine Mächtigkeit von circa 30 Metern; darauf folgen abwechselnd mehrere horizontale Thonschiefer- und Grauwackelagen.

Man würde so am Gr. Trogthaler Berge von der auf circa 270 Meter Seehöhe gelegenen Steinbruchssohle bis zu der die Höhe von 606 Meter erreichenden Spitze desselben eine Mächtigkeit von 606—270 = 336 Meter herausrechnen können, wenn wirklich die Horizontalität der Schichten sich soweit erstreckte.

Allein diese Annahme erweist sich als irrig, indem die horizontale Lagerung der Schichten schon am Innerste-Trogthaler Gang (siehe oben No. 3 bei Gruppe I) ein Ende nimmt und, wie deren Beobachtung in dem am Gr. Trogthaler Berg in der Richtung auf den unteren Steinbruch herablaufenden Waldweg ergiebt, einem steil nach Südosten gerichteten Einfallen Platz macht, wodurch eine solche Rechnung als hinfällig sich herausstellt.

Ganz ähnliche Verhältnisse kommen zum Vorschein bei der Beobachtung der Schichten in den jetzt im Zusammenhang auf eine Länge von ungefähr 1000 Metern am Adlerberge unterhalb Wildemann aufgeschlossenen Grauwackesteinbrüchen.

Die Grauwackebänke bilden hier — wie in den Trogthaler Brüchen — zusammen eine ebenfalls etwa in 30 Meter Mächtigkeit aufgeschlossene Zone, deren Decke zur Zeit noch nicht blossgelegt ist. Jedoch stehen in ganz geringer Entfernung vom Ostrande des Bruches an dem an der Stollenkappe hinaufführenden Fusswege sowohl als am Südende des Bruches und an der Chausseeböschung demselben gegenüber die Schichten mehr oder weniger steil aufgerichtet.

Nördlich reicht die horizontale und zuletzt sich sanft nach Nordwesten abdachende Lage bis zu einer an der Innerste sichtbaren Spalte, welche den Wasserlauf quer durchsetzt.

Es ist also auch hier keine Aussicht vorhanden, die Culmgrauwacke in ihrer ganzen Mächtigkeit zu Gesicht zu bekommen, da rings um die horizontale Ablagerung die Schichten allerseits wieder mit steilem Einfallen auftreten.

Endlich wiederholt sich dieselbe Erscheinung in den Stein-

brüchen oberhalb Wildemann, indem daselbst ebenfalls, soweit sich dies augenblicklich übersehen lässt, die — gegenwärtig etwa in 20 Meter Mächtigkeit aufgeschlossene — horizontale Ablagerung rings von steil einfallenden Schichten umgeben ist.

Für die Beobachtung etwas günstiger gestalten sich die Verhältnisse weiter oben im Innerste-Thale, von dem Silbernaaler Zechenhause abwärts bis zur Chausseebiegung am Pelicaner Stollen.

Die Schichten der Culmgrauwacke gehen hier mit durchschnittlich $^1/_8$ südöstlicher Neigung an der nordöstlichen Chausseeböschung zu Tag aus.

Nach wiederholten Messungen, die allerdings bei der sich oft verändernden Neigung sowohl der Schichteneinfallsebene gegen den Horizont als der Chausseeaxe gegen das Schichtenstreichen mit einigen Schwierigkeiten zu kämpfen haben und daher nur eine annähernde Genauigkeit beanspruchen können, kann die beobachtbare Mächtigkeit der Culmgrauwacke auf der genannten Strecke zu 150 Meter taxirt werden.

Um ein ungefähres Bild der Vertheilung von Grauwacken und Thonschiefern in der vorbezeichneten Culmlage zu erhalten, sei hier angeführt, dass die Gesammtstärke der beobachteten

Grauwackebänke circa	85 Meter
Schieferschichten circa	65 »

beträgt.

Dabei stellt sich die Stärke der einzelnen Zonen wie folgt:

Stärke	Zahl der Zonen Grauwacke	Zahl der Zonen Thonschiefer
Bis zu 2 Meter	7	11
Von 2—3 »	6	8
Ueber 3 »	13	6

Man sieht, dass die Grauwacken entschieden vorherrschen.

Am günstigsten für die Beobachtung liegen die Verhältnisse da, wo die Schichten vertical aufgerichtet sind oder ein steiles Einfallen zeigen und gleichzeitig durch Spalten nicht unterbrochen sind.

Bei der Wahl steil aufgerichteter Schichten zur Bestimmung der Mächtigkeit derselben hat man ausser der Möglichkeit, die einzelnen Bänke direkt bequem untersuchen zu können, noch den Vortheil, die Formation resp. einen Theil derselben, *geschlossen in unveränderter Stärke* vor sich zu haben, während nur die Köpfe der einzelnen Schichten der Erosion ausgesetzt gewesen und je nach der Widerstandsfähigkeit der letzteren mehr oder weniger ausgewaschen sind.

Eine Oertlichkeit der bezeichneten Art befindet sich im Innerste-Thale, unterhalb der Einmündung der Grunder in die Innerste-Chaussee.

Die Schichten stehen an dieser Aufschlussstelle grösstentheils vollkommen vertical und man kann im Zweifel sein, auf welcher Seite das Liegende und das Hangende zu suchen ist, wenn schon aus dem allgemeinen Wechsel des Schichteneinfallens die Annahme mehr für sich hat, dass die nach SO. zu liegenden Schichten die älteren sein müssen.

Die beobachtete Reihenfolge und Stärke der Schichten ist von SO. gegen NW. folgende:

Von der Grunder Chaussee abwärts circa 200 Meter Grauwackegerölle; dann *verticale Schichten*:

Dicke der Schichten in Metern		Anzahl der Grauwackebänke
11,0	Grauwacke	17
31,3	Schiefer	—
4,5	Grauwacke	1
1,3	desgl. (Breite eines Stollens daselbst)	3
3,5	Grauwacke	10
0,5	Schiefer	—
26,0	Grauwacke	52
1,0	Schiefer	—
7,5	Grauwacke	11
0,5	Schiefer	—
19,0	Grauwacke	22
1,0	Schiefer	—
1,5	Grauwacke	11 (dünne Lagen)

Dicke der Schichten in Metern		Anzahl der Grauwackebänke
0,5	Grauwacke	1
3,2	Schiefer	—
0,5	Grauwacke	1
0,5	Schiefer	—
2,5	Grauwacke	2
1,0	Schiefer	—
4,5	Grauwacke	9
0,5	Schiefer	—
1,5	Grauwacke	4
0,5	Schiefer	—
2,0	Grauwacke	3
0,4	Schiefer	—
0,4	Grauwacke	2
1,5	Schiefer mit dünnen Grauwackelagen	—
3,5	Grauwacke	8
0,5	Schiefer	—
3,0	Grauwacke	2
0,2	Schiefer	—
4,0	Grauwacke	5
0,5	Schiefer	—
3,0	Grauwacke	6
2,0	Schiefer mit dünnen Grauwackelagen	—
5,0	Grauwacke	8
1,0	Schiefer mit dünnen Grauwackelagen	—
5,0	Grauwacke	16
1,0	Schiefer	—
4,0	Grauwacke; mehrere nach unten divergirende Bänke	—
Sa. 160,8		194

Hier ist die verticale Schichtenstellung plötzlich zu Ende und es herrscht bei sämmtlichen Schichten unvermittelt ein steiles Einfallen gegen SO. vor, welches sich bis zu dem ca. 200 Meter vom Ende der verticalen Schichtenstellung entfernten grossen

Chaussee- und Eisenbahneinschnitt am südwestlichen Ausläufer des »Hohen Berges« fortsetzt und nur einmal auf eine kurze Strecke durch einige S-förmige Grauwackelagen, die nach SW. einfallen, unterbrochen wird.

Wenn nun auch nicht angenommen werden kann, dass die Mächtigkeit der Culmgrauwacke im Westharze als eine constante Grösse zu betrachten ist, so sind die gefundenen Zahlen, nämlich

Unterhalb Silbernaal mindestens	150 Meter
Unterhalb der Einmündung der Grunder in die Innerste-Chaussee desgl.	160 »

doch insofern von Interesse, als sie einigermaassen durch die werthvollen Profilaufnahmen bestätigt werden, welche v. GRODDECK im Anfang der 70er Jahre[1]) veröffentlicht hat.

Nach den genannten Profilaufnahmen hat zwischen dem Johann-Friedrich-Schacht bei Bockswiese und dem Spiegelthal in dem sich bis zum Schreibfeder-Schacht bei Zellerfeld erstreckenden Flügelort des Ernst-August-Stollens resp. in den auf dieser Strecke sich befindlichen Schächten

die Grauwacke eine Mächtigkeit von . . .	150 Meter
der Posidonomyenschiefer eine solche von .	150 »
» Culmkieselschiefer » » » .	24 »
» Kramenzelkalk » » » .	84 »
die Wissenbacher und Calceola-Schiefer eine Mächtigkeit von	60 »

wogegen daselbst der Spiriferensandstein bis zu einer Mächtigkeit von 240 Meter verfolgt, doch dessen Ende damit nicht erreicht worden ist.

An andern Stellen ist die Mächtigkeit der Culmgrauwacke etwas grösser als 150 Meter gefunden worden, nämlich:

Zwischen den 2 Spiegelthaler Gängen . .	240 Meter
Bis zum Charlotter Gang	228 »
» » Buscheseegener Gang	228 »

---

[1]) Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preussischen Staate, Jahrgang 1873; Atlas Blatt I und II.

Von letzterem Gang bis Zellerfeld (Schreibfeder) nimmt die Mächtigkeit der Grauwacke bis zu einer verfolgten Stärke von 516 Meter zu, ohne dass am Schreibfeder-Schacht die untere Grenze erreicht wäre. Offenbar liegen hier in der Tiefe Faltungen vor, die die wahre Dicke der Grauwacke nicht mehr erkennen lassen.

Nimmt man die Mächtigkeit der Grauwacke in der Gegend des Spiegelthals mit 232 Meter als die mittlere an und hält damit die Profile unterhalb des Silbernaaler Zechenhauses und unterhalb der Grunder Chaussee mit 150 — 160 Meter zusammen, so erscheint es als keine übertriebene Annahme, dass die Culmgrauwacke eine durchschnittliche Mächtigkeit von 250 Meter kaum überschreiten dürfte, wobei einerseits den Wirkungen der Erosion, andererseits der Unkenntlichmachung der Schichten an den Biegungs- und Bruchstellen der Falten schon genügend Rechnung getragen sein dürfte.

Jedenfalls ist aus dieser Betrachtung soviel zu entnehmen, dass zwischen Lautenthal und der Clausthaler Hochebene d. h. — senkrecht auf das Schichtenstreichen gemessen — auf eine Entfernung von 7500 Meter eine grosse Anzahl von Falten existiren müssen und dass die Biegungsstellen sich an solchen Punkten befunden haben, wo jetzt die plötzlichen Wechsel im allgemeinen Einfallen der Schichten beobachtet werden.

Es darf hierbei als sehr wahrscheinlich angenommen werden, dass die grossen Grauwackesteinbrüche des Innerste-Thals so ziemlich demselben und zwar dem unteren Niveau der Culmgrauwacke angehören, da die Unterlage der letzteren — der Posidonomyenschiefer — sich an mehreren Stellen im Innerste-Thale nachweisen lässt und auf der Hochebene von Clausthal sogar an der Oberfläche vorherrscht.

Seiner Zeit hat v. GRODDECK[1]) versucht, die an verschiedenen Stellen des Westharzes, so z. B. in dem ganzen Zuge zwischen der Clausthaler Hochebene und dem Lerbach-Altenauer Höhenzug, am Knollen bei Grund und auf den Höhen westlich vom Innerste-

[1]) Dieses Jahrbuch 1882.

Thale auftretenden Conglomerate zur Gliederung des oberen Culms zu verwerthen.

So verdienstvoll diese Versuche sind, so kann doch nicht geleugnet werden, dass hierbei mit grösster Vorsicht zu verfahren ist, weil solche Conglomerate vom Culmkieselschiefer an aufwärts durch den Posidonomyenschiefer bis zu den obersten Culmschichten vorkommen und die Identificirung der Conglomeratschichten nur im Zusammenhang mit den allgemeinen Lagerungsverhältnissen durchzuführen sein wird.

Es darf zum Schluss darauf hingewiesen werden, dass die definitive Aufklärung der betreffenden Lagerungsverhältnisse weniger von palaeontologischen als von stratigraphischen und petrographischen Untersuchungen zu erwarten sein wird und zunächst dahin zu streben ist, die Schichtenfolgen an möglichst zahlreichen Aufschlusspunkten zu beobachten und die Beobachtungen in systematischer Weise mit einander zu verbinden, um durch Vergleichung der Profile zur Feststellung von bestimmten Horizonten zu gelangen.

Es ist dies indessen eine Aufgabe, deren Lösung bei dem grossen Umfang der erforderlichen Vorarbeiten erst die Zukunft bringen dürfte.

Ueber das Gebiss von Lepidotus Koeneni Br. und Hauchecornei Br.

Von Herrn **W. Branco** in Königsberg i. Pr.

Durch die Güte des Herrn v. KOENEN erhielt ich neuerdings zwei weitere Stücke des *Lepidotus Koeneni* BRANCO[1]), welche, wie die früher beschriebenen, aus dem Kimmeridge vom Kahleberg bei Wiershausen stammen. Zwar sind diese Stücke im Allgemeinen höchst mangelhaft erhalten und unscheinbar; allein sie erlangen dadurch Werth, dass das bisher noch ganz unbekannte Gebiss, wenigstens zum Theil, erhalten ist.

Bei dem in Fig. 1, Seite 125 abgebildeten Stücke ist nur eine Aussenreihe von Zähnen erhalten, welche dem Oberkiefer angehört.

Das in Fig. 2 abgebildete Stück dagegen zeigt oben und unten Zähne; unter diesen aber auch solche, welche, ihrem Bau wie ihrer Stellung nach (Fig. 2 bei c), wohl bereits den innen gelegenen Pflasterzähnen zugerechnet werden müssen.

Die Betrachtung dieser Abbildungen lässt erkennen, dass die Gestalt der Zähne — trotzdem nur ein Theil derselben erhalten blieb — eine verhältnissmässig mannichfache ist. Auch scheint

[1]) Beiträge zur Kenntniss der Gattung *Lepidotus*, in den Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen und den Thüringischen Staaten. Berlin 1887. Bd. 7, Heft 4, p. 51—55, tab. 8, fig. 1—4.

mir, nicht nur in Gestalt, sondern auch in Grösse derselben, eine Abweichung von dem typischen Gebisse der Lepidoten vorzuliegen.



Soweit der mangelhafte Erhaltungszustand eine Messung der Grösse des Schädels gestattet, besitzt der Letztere bei dem in

Fig. 1	abgebildeten	Stücke	14 cm	Länge	und	12 cm Höhe
» 2	»	»	13 »	»	»	11 » »

Es handelt sich mithin um ziemlich grosse Thiere. Dem gegenüber ist aber ein Theil der Zähne (Fig. 2 bei c) von so auffallender Kleinheit, wie ich solche bei gleich grossen anderen Lepidoten nicht beobachtet habe.

Was nun die Gestalt der Zähne von *Lepidotus Koeneni* anbetrifft, so ist dieselbe eine 4—5fach verschiedene:

Die vordersten und zugleich grössten Zähne, vergrössert in a der Fig. 2, erinnern an die Canine eines Säugers. Auffallend gegenüber diesen ist der in g der Fig. 1 dargestellte vordere Zahn, dessen Krone sich, einen Absatz bildend, verjüngt, bevor sich die Spitze entwickelt.

Den vollkommensten Gegensatz zu diesen bildet der in b vergrössert dargestellte Zahn. Gleichfalls vorn (unten) stehend und von ansehnlicher Grösse besitzt derselbe nicht nur nicht eine kegelförmige, sondern eine ausgesprochen walzenförmige Gestalt. Seine Krone zeigt also überall gleichen Durchmesser und an Stelle der oberen Spitze ist eine ebene Fläche vorhanden, welche senkrecht auf dem Mantel der Walze liegt.

Es wäre nun zwar möglich, dass diese Fläche nicht ursprüngliche Bildung, sondern nur die Folge von Abkauung wäre. Allein an dem vorliegenden Materiale ist das nicht zu beweisen; es müsste auch der Zahn, falls er ursprünglich eine Spitze besessen hätte, ganz auffallend lang gewesen sein, da er bereits ohne Spitze einer der längsten und dicksten unter den vorhandenen Zähnen ist. Auch habe ich bisher noch keinen spitzen *Lepidotus*-Zahn gesehen, welcher in solcher Weise abgekaut gewesen wäre. Wenn daher überhaupt diese eigenthümliche Gestalt durch Abkauung erzeugt sein sollte, dann wäre es noch am ehesten denkbar, dass sie — ähnlich wie die sogleich zu besprechende Abänderung d — oben nicht durch eine Spitze, sondern durch ein kuppelförmiges Gewölbe abgeschlossen gewesen wäre.

Eine dritte Abänderung wird durch die in c vergrössert wiedergegebenen Zähne dargestellt. Ihr gehören die kleinsten der vorhandenen Zähne an, welche die Gestalt starkgewölbter Knöpfe nachahmen und, hinten im Maule stehend, anscheinend bereits dem inneren Pflaster angehören.

Die in d vergrössert abgebildete Zahnform ist eine der Form c nahe verwandte, insofern, als die Zähne wesentlich nur länger als diejenigen der Form c sind. Dieselben finden sich jedoch lediglich vorn im Munde, während jene hinten stehen; vielleicht sind sie daher nur durch Abkauung aus den anders gestalteten, sogleich zu besprechenden Zähnen e entstanden.

Diese nämlich, vergrössert in e, besitzen eine Spitze, ähneln jedoch keineswegs denen der Form a, also einer Canine, sondern dem unteren Ende gewisser Belemniten.

In f ist endlich noch eine fünfte Zahngestalt vergrössert dargestellt. Dieselbe läuft gleichfalls in eine Spitze aus, ist jedoch wiederum ganz abweichend, sowohl von der Form a als auch von der Form e. Diese Zähne bilden nämlich niedrige, hohle Kegel, die man, eben wegen ihrer hohlen Beschaffenheit, wohl als Ersatzzähne ansprechen muss.

Bereits die früher von mir untersuchten Stücke liessen vermuthen, dass die Schädelknochen von *Lepidotus Koeneni* mit Schmelz-Wärzchen verziert gewesen seien. In deutlichster Weise zeigt sich dieser Schmuck an dem Schädel des in Fig. 2 abgebildeten Stückes, wie das an der, diesem Stücke entnommenen Fig. 3 ersichtlich ist. Die Wärzchen sind unregelmässig rundlich gestaltet.

Der Schädel des in Fig. 2 abgebildeten Exemplares lässt das Operculum und Suboperculum erkennen; die Grenzlinie zwischen beiden ist jedoch nicht genau festzustellen. Vor ihnen liegt das Praeoperculum. Da jedoch diese Knochen mit ihrer Aussenfläche dem Gesteine aufliegen und nur die Innenfläche dem Beschauer zuwenden, so ist natürlich von den etwa vorhandenen Schmelzwärzchen hier nichts zu sehen.

Anschliessend an die obigen Mittheilungen über *Lepidotus Koeneni* lasse ich hier den Wortlaut eines Briefes des Herrn Dr. W. Deecke in Greifswald folgen, welchen mir dieser seinerzeit freundlichst zukommen liess. Derselbe liefert gleichfalls einen Beitrag zur Kenntniss der Lepidoten des Wealden und lautet wie folgt:

»Beim Ordnen der hiesigen Sammlung entdeckte ich neulich

das Original zu Dunker's *Lepidotus Fittoni* Taf. XIV a, welches in der Hausmann'schen Sammlung lag, und erlaube mir Ihnen die folgenden Daten zu übermitteln, welche für Sie vielleicht von Interesse sind. Wie Sie richtig vermuthet haben, ist dies Stück ident mit Ihrem *Lepidotus Hauchecornei* var. *paucidentata*. Es besitzt vorn dieselben grob und wenig am Hinterrande ausgezackten Schuppen, hinten die nur mit 2 oder 3 grösseren Dornen versehenen. Ausserdem finden sich dicht hinter dem Kiemendeckel einige grosse, schildförmige, lang gestreckte Schuppen mit reicherer Sculptur und fingerförmig ausgezacktem Hinterrande. Im Uebrigen ist das Exemplar leider stark verdrückt. Dagegen ist wohl mit am besten von allen Lepidoten des Wealden das Gebiss erhalten, von dem Dunker ja schon eine Skizze gegeben hat. Die grösseren *Sphaerodus*-artigen Zähne stimmen mit den von Ihnen auf Taf. VII, 1 gegebenen Abbildungen überein.

Schliesslich sei mir die Bemerkung gestattet, dass *Lepidotus serrulatus*, dessen abweichende Bauchbeschuppung Sie erwähnen, vielleicht zu *Heterolepidotus* zu stellen ist. Freilich sind wir über sein Gebiss völlig im Unklaren.«

Untersuchungen eines Olivingabbros aus der Gegend von Harzburg.

Von Herrn **A. Martin** in Bonn.

(Hierzu Tafel XXV.)

Das Material zu der vorliegenden Untersuchung verdanke ich der Güte des Herrn Professor Dr. K. A. Lossen in Berlin, der dasselbe im Sommer 1887 selbst gesammelt hat. Das Gestein stammt aus der grossen Partie gabbroartiger Gesteine, welche auf der Westseite des Granitmassivs des Brockens auftreten, und steht im Hasselbachthale unweit vom Molkenhause oberhalb Harzburg an dem neuen Fahrwege, der von dem Hasselbache nach dem Diebessteig führt, an.

Das Gestein ist sehr zähe, von dunkler Farbe und einer feinkörnig krystallinischen Structur, welche die makroskopische Untersuchung erschwert. Auf neu geschlagenen Bruchflächen zeigt es sich recht frisch. Bei Anwendung der Lupe lassen sich vier verschiedene Minerale unterscheiden:

a) ein Mineral von weisser Farbe, welches an manchen Stellen in deutlichen Leistchen auftritt, die den längeren Kanten parallel eine wiederholte Streifung aufweisen, einen ziemlich vollkommenen treppenförmigen Bruch, also zwei annähernd auf einander senkrechte Spaltbarkeiten und Glasglanz zeigt — ein Plagioklas;

b) ein blättriger Pyroxen von hellgrauer bis brauner Farbe, welcher in unregelmässig begrenzten Krystalloïden verhältnissmässig grosse Flächen einnimmt, die von Körnern der anderen Gemengtheile durchspickt sind, von ausgezeichnetem monotomen Blätterbruch und metallartig schillerndem Glanz auf den Spaltflächen, weicher wie Stahl;

c) ein dunkler Glimmer von ausgezeichneter Spaltbarkeit, in lappenförmigen Täfelchen;

d) öl- bis dunkelgrüne Körner eines Minerals, welches keine Spaltbarkeit zeigt, von fettigem Glanze, und härter als Stahl ist — wahrscheinlich Olivin.

Das specifische Gewicht des Gesteins wurde in Thoulet'scher Lösung mittelst der Westphal'schen Waage zu 3,041 ermittelt.

Nach einer von Herrn Fischer im Jahre 1887 im Laboratorium der Königlichen Bergakademie zu Berlin ausgeführten Bauschanalyse ist die Zusammensetzung des Gesteins:

SiO_2	46,43	pCt.
TiO_2	1,04	»
Al_2O_3	13,62	»
Fe_2O_3	1,16	»
FeO	9,08	»
MgO	15,15	»
CaO	8,60	»
K_2O	0,84	»
Na_2O	1,88	»
H_2O	2,36	»
CO_2	—	»
P_2O_5	0,22	»
SO_3	0,17	»
Summa	100,55	pCt.

Auf der einen Seite zeigt das zur Untersuchung vorliegende Stück eine dünne, weiche Verwitterungsrinde, die theils aus weisslichen, erdigen, theils grünlichen, faserigen Partien besteht, welche beide an vielen Stellen von ausgeschiedenem Eisenhydroxyd

rothbraun gefleckt sind. Es sind Producte der beginnenden Kaolinisirung und Serpentinisirung. Bei der mikroskopischen Untersuchung im Dünnschliffe wurden folgende Minerale beobachtet: an wesentlichen Gemengtheilen: Labradorit, Diallag, Hypersthen, Olivin, — an accessorischen: Glimmer, Hornblende, Magnetit, Apatit, — an Neubildungen: Serpentin, Kaolin, Limonit und secundär ausgeschiedener Magnetit.

Im Dünnschliff ist der Plagioklas durch seine polysynthetische Zwillingsstreifung unverkennbar. Er ist in wasserhellen, breiten Individuen entwickelt, denen regelmässige Umgrenzung meist fehlt. Vor Allem zeigen die Endigungen eine höchst unregelmässige Abrundung, während öfters die Längskanten parallel der Zwillingsstreifung in guter Erhaltung vorkommen. (Fig. 6, die hellen Flächen sind Plagioklase.)

Die in Olivinkörnern eingeschlossenen Individuen haben durchweg ihre ursprünglichen Umgrenzungsflächen verloren und sind von rundlicher Gestalt.

Die Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Karlsbader und Periklingesetz sind ausserordentlich häufige Erscheinungen. Dieselben treten öfters in der Weise auf, dass zwei nach dem Karlsbader Gesetz verbundene Individuen nach dem Albitgesetz eingelagerte Lamellen aufweisen. Verwachsungen nach dem Periklingesetz charakterisiren sich durch Lamellen, welche je nach der Richtung des Schnitts mehr oder weniger senkrecht zu den nach dem Albitgesetz verbundenen Individuen stehen. In der Ausbildung der einzelnen Lamellen herrscht grosse Mannigfaltigkeit: bald keilen dieselben sich aus, bald grenzen sie mit willkürlich gezackten Linien an einander, bald ragen sie in langgestreckten Lappen in einander hinein.

Die Breite der nach dem Albitgesetz verwachsenen Lamellen ist eine wechselnde; vorherrschend beobachtet man jedoch breite Lamellirung. Da die optischen Eigenschaften und das specifische Gewicht zu (2,71) diesen Plagioklas in die Reihe der Labradorite und Bytownite verweisen, würde diese Ausbildung der von Rosenbusch[1]) ausgesprochenen Vermuthung, dass breite Lamellen auf

[1]) Physiographie Band I, S. 529.

die basischeren Glieder der Feldspathreihe beschränkt seien, zur Bestätigung dienen.

Zur Isolirung einzelner Feldspathkörner, an denen die Bestimmung des specifischen Gewichts vorgenommen werden sollte, wurden aus dem Gesteinpulver mittelst eines starken Elektromagneten die eisenhaltigen Bestandtheile ausgezogen, so dass nur Feldspath und Apatit zurückblieben.

Dieser Rückstand wurde einer genauen Untersuchung mit der Lupe unterzogen, um noch etwa anhaftende Glimmerblättchen, welche am Schwersten auszuziehen waren, zu entfernen.

Die Verunreinigung durch Apatit konnte die Bestimmung nicht wesentlich beeinflussen, denn einerseits sind die im Gestein enthaltenen Mengen von Apatit sehr geringfügig, andrerseits ist das specifische Gewicht desselben um so viel höher, als das des Feldspaths, dass eine Verwechslung bei der Bestimmung des specifischen Gewichts in Thoulet'scher Lösung schlechterdings ausgeschlossen ist. Die hier eingeschlagene Methode zur Bestimmung des Plagioklases konnte um so unbedenklicher angewendet werden, als die Feldspäthe sehr frisch sind und wenig Einschlüsse enthalten, so dass weder durch Zersetzungsproducte noch durch Interpositionen eine Trübung des Resultats zu befürchten war. Die Feststellung der optischen Orientirung auf der M-Fläche, welche an möglichst vielen Individuen versucht wurde, ergab einen mit obigem Ergebniss gut im Einklang stehenden Befund.

Die Auslöschungsschiefe zu der Spaltrichtung auf den keine Zwillingsstreifung und nur eine Spaltbarkeit zeigenden Feldspathschnitten, welche also, der grössten Wahrscheinlichkeit nach, parallel der M-Fläche waren, wurde im Durchschnitt zu 15—17° festgestellt.

In convergentem polarisirtem Lichte zeigten diese Schnitte einen randlichen Austritt der spitzen Mittellinie. Um noch einen weiteren Anhalt für das Verhältniss des Natrons und des Kalks in dem Plagioklase zu haben, wurden einige Feldspathkörner mit Kieselflusssäure nach der Bořicky'schen Methode behandelt. Beim Eintrocknen schieden sich die bekannten spindelförmigen Krystalle

von Kieselfluorcalcium in weit grösserer Menge aus, als die hexagonalen Säulchen von Kieselfluornatrium.

Nach diesen Beobachtungen ist also der in dem vorliegenden Gestein enthaltene Plagioklas ein kalkreicher Labradorit, der auf der Grenze zum Bytownit steht.

Wie schon oben erwähnt wurde, sind die Plagioklase arm an Einschlüssen. Abgesehen von grösseren Individuen der früher ausgeschiedenen Mineralien, Magnetit, Apatit und Olivin, hin und wieder einem winzigen Schüppchen eines stark pleochroitischen Glimmers sind kleine wasserhelle bis hellgrüne Körnchen von starker Lichtbrechung und deutlicher Doppelbrechung, welche manchmal ein Erzkörnchen enthalten, im Labradorit eingebettet; ROSENBUSCH[1]) erwähnt eine ganz ähnliche Erscheinung und glaubt diese Körner mit einiger Wahrscheinlichkeit für Augit ansprechen zu können.

In dem vorliegenden Falle möchte ich einen Theil derselben für Olivin, wegen ihrer sehr charakteristischen Zersetzungserscheinungen in faserigen, schwach pleochroitischen Serpentin unter Ausscheidung von Erz halten.

Flüssigkeitseinschlüsse von sehr geringen Dimensionen, theils ohne Libelle, theils mit feststehender Libelle, durchziehen in langen Reihen die Feldspäthe. An Zersetzungserscheinungen ist das Auftreten von weissen Flecken — Neubildungen von Kaolin oder Muskovit —, welche Aggregatpolarisation zeigen und sich bei starker Vergrösserung in ein Gewirr von Schüppchen und Körnchen auflösen, zu erwähnen.

Die Zersetzung geht in vielen Fällen nicht, wie zu erwarten wäre, von den Rändern der Feldspathindividuen, sondern von der Mitte aus (Fig. 6, Feldspath links am Rande des Bildes), so dass, trotzdem ein zonarer Bau optisch nicht nachweisbar ist, die Annahme, dass die Kerne einen basischeren Charakter besitzen, einige Wahrscheinlichkeit hat.

Der Diallag tritt in unregelmässig begrenzten, grossen lappigen Krystalloïden auf, in die reichlich Körner der anderen

---

[1]) Physiographie, Band II, S. 135.

Bestandtheile eingebettet sind. Diese letzteren sind oft so stark entwickelt, dass der Diallag als Zwischenklemmungsmasse erscheint, und dann nur die vollkommen gleiche optische Orientirung die Zusammengehörigkeit der getrennten Theile beweist.

Der Diallag wird mit gelblicher Farbe durchsichtig. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma von 87° ist eine recht deutliche, am Vollkommensten ausgebildet ist die Theilbarkeit nach dem Orthopinakoïd (Fig. 3), während eine zarte Faserung nach dem Klinopinakoïd erst bei starker Vergrösserung zu beobachten ist. An manchen Schnitten tritt jedoch die orthopinakoïdale Theilbarkeit zurück, so dass sich dann der Charakter des Minerals mehr dem des gemeinen Augits nähert. (Fig. 3.)

Die bekannten nadelförmigen braunen bis schwarzen Interpositionen sind in grosser Menge vorhanden; sie sind in den einzelnen Körnern sehr verschieden vertheilt; an manchen Stellen häufen sie sich so, dass der Diallag undurchsichtig erscheint. Die Nädelchen liegen vornehmlich auf dem Orthopinakoïd parallel der c-Axe und zwar wechseln dichtere Schichten mit weniger dichten ab, so dass sie Schnitten nach der Symmetrieebene ein streifiges Aussehen verleihen (Fig. 2), eine Erscheinung, welche v. Lasaulx[1]) auch von einem Diallag aus dem Olivingabbro von Sörgsdorf beschreibt.

Ausser diesem System von Interpositionen ist ein anderes, jedoch spärlicher, auf dem Klinopinakoïd unter einem Winkel von ungefähr 25° gegen die prismatische Spaltbarkeit einseitig angeordnet, welches auch in basalen Schnitten beim Senken des Tubus recht gut zu beobachten ist.

Ausser diesen Nädelchen erscheinen sowohl im Diallag als auch im Hypersthen und der Hornblende sehr kleine der Verticalaxe c parallel angeordnete Körperchen von kurzsäuliger Form mit dachförmiger Zuspitzung, welche keine Doppelbrechung zeigen und manchmal eine winzige feststehende Libelle enthalten. Irgend eine Gewissheit über den Charakter dieser Einschlüsse konnte, ihrer

[1]) Petrographische und mineralogische Notizen aus östr. Schlesien. Neues Jahrb. f. Mineralogie u. s. w., Jahrg. 1878, S. 838.

sehr geringen Dimensionen wegen, trotz Anwendung des stärksten Immersionssystems, nicht erlangt werden.

Sehr charakteristisch für den Diallag ist seine innige Verwachsung mit einer stark pleochroitischen Hornblende, welche denselben sowohl in Form von unregelmässigen oder langgestreckten Fasern durchdringt, als auch in Rinden von verschiedener Stärke umgiebt. In den meisten Fällen liess sich eine streng parallele Verwachsung nach dem Klinopinakoïd auf Grund des unten folgenden Befundes nachweisen; an einzelnen Körnern wurde andererseits festgestellt, das eine Verwachsung nach diesem Gesetz nicht stattfand.

Ob in diesen Fällen dieselbe regellos oder nach einem anderen Gesetz erfolgte, ist ungewiss. Basale Schnitte (Fig. 3), welche leicht an den charakteristischen Spaltungswinkeln des Diallags und der Hornblende zu erkennen sind, zeigen gleiche Auslöschung, welche die Spaltwinkel halbirt.

Die Elasticitätsaxe $\mathfrak{a}$ ist die Halbirende des stumpfen Winkels bei der Hornblende und steht senkrecht auf der orthopinakoïdalen Theilbarkeit beim Diallag.

Die Prüfung in convergentem Lichte ergab für Beide einen Axenaustritt.

Der Hypersthen hat in der Art seiner Vertheilung sehr grosse Aehnlichkeit mit dem Diallag. Man begegnet demselben in unregelmässigen, lappenförmigen Fetzen, in und zwischen welche Körner der anderen Gemengtheile gebettet sind. Der Hypersthen ist von röthlicher Farbe und einem schwachen Pleochroïsmus: für parallel $\mathfrak{c}$ schwingende Strahlen grünlichweiss, parallel $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{a}$, schwach röthlich. Die Theilbarkeit nach dem Brachypinakoïd ist sehr deutlich, ebenso auch die prismatische Spaltbarkeit. An einzelnen Schnitten tritt letztere jedoch zurück. Zu erwähnen ist noch eine grobe Absonderung nach der Basis, von deren Rändern aus die Bastitbildung, kenntlich an einer äusserst zarten Faserung, welche auf den Rissen senkrecht steht, ausgeht. Schnitte aus der Prismenzone, kenntlich an dem Vorhandensein nur einer Spaltrichtung und einer derselben parallelen Auslöschung, zeigen, je nachdem sie sich mehr dem Makropinakoïd

nähern, einen Bissectrixaustritt oder nur einen verwaschenen Balken. In makropinakoïdalen Schnitten lässt sich bei Beobachtung in Oel der Austritt der spitzen Bissectrix feststellen, ein Beweis, dass der vorliegende rhombische Pyroxen Hypersthen und nicht Bronzit ist.

Von dem Diallag ist der Hypersthen, abgesehen von seinem abweichenden optischen Verhalten, sowohl durch seine äusserst spärliche Verwachsung mit Hornblende als auch durch die Form seiner Interpositionen zu unterscheiden.

Dieselben sind von langtafeliger oder gestreckt lappiger Form und brauner Farbe, theils durchsichtig, theils opak, und in zwei auf einander senkrechten Richtungen, parallel c und a, auf dem Brachypinakoïd angeordnet (Fig. 6).

In einigen Schnitten findet man noch ein drittes System derselben Körperchen, welches unter einem Winkel von etwa 30⁰ zu der c-Axe liegt. In Schnitten nach der Basis und dem Makropinakoïd erscheinen sie als äusserst feine Linien.

Die Interpositionen des Hypersthens machen mehr den Eindruck von dünnen Häutchen, während diejenigen des Diallags die Form scharf begrenzter Nädelchen haben.

Der Hypersthen des in Rede stehenden Gesteins zeigt wenig Neigung zu Verwachsungen mit den andern Bisilicaten. Ausser der schon oben erwähnten, spärlichen Umrandung und Durchwachsung mit Hornblende, ist eine Verwachsung mit anderen Mineralien, wie z. B. die sonst so verbreitete mit Diallag, nicht beobachtet worden.

Der Olivin, der in dem Dünnschliffe mit einem Stiche in's Grünliche durchsichtig wird, lässt sich leicht an seiner hohen Licht- und Doppelbrechung, welche die bekannte chagrinirte Oberfläche und die lebhaften Polarisationsfarben hervorbringen, und den deutlichen zur Maschenstructur des Serpentins führenden unregelmässigen Sprüngen von den übrigen Gemengtheilen unterscheiden. Er tritt in rundlichen Körnern auf, die oft von einem Magnetitrande umzogen sind. Auf den Sprüngen hat bereits die Serpentinisirung, unter starker Erzabscheidung und Limonitbildung, begonnen.

Vor Allem sind es die kleinen im Labradorit sitzenden Körnchen, welche fast ganz in grünlichen oder gelblichen, langfaserigen Serpentin übergegangen sind.

An Einschlüssen enthält der Olivin, ausser grösseren Magneteisenkörnern und den schon erwähnten Feldspathindividuen, äusserst zarte dendritische Bildungen von Erz von schwarzer oder rother Farbe und kleine Flüssigkeitseinschlüsse.

Der Glimmer des untersuchten Gesteins ist von brauner Farbe und starkem Pleochroïsmus: $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$, dunkelbraun, — $\mathfrak{a}$ hellgelb.

Das Interferenzkreuz in convergentem polarisirtem Lichte ist recht deutlich und öffnet sich nur wenig bei Drehung des Präparates. Der Axenwinkel ist also ein kleiner.

Da scharfe Umgrenzungslinien bei dem Glimmer nicht vorhanden sind, ein Apparat zur Herstellung von Schlagfiguren in so winzigen Blättchen aber nicht zur Verfügung stand, so war es leider nicht möglich, die Lage der optischen Axenebene zu bestimmen. Die Farbe, der starke Pleochroïsmus und der kleine Axenwinkel lassen den Glimmer als der Biotitreihe zugehörig erkennen.

Interessant ist die Umrandung des Glimmers mit Hornblende (Fig. 1), eine Erscheinung, die bisher meines Wissens nur einmal von Vrba[1]) an einem Glimmer aus dem Gabbro vom Lichtenau-Fjord in Grönland beschrieben worden ist.

Die Hornblende kommt gewöhnlich als Umrindung der übrigen Bestandtheile, seltener in selbständigen Körnern vor. Sie ist von brauner Farbe und starkem Pleochroïsmus: $\mathfrak{c}$ dunkelbraun, bis $\mathfrak{a}$ hellgelb; Absorption: $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Die Auslöschungsschiefe wurde an prismatischen Schnitten zu ungefähr 20^0 bestimmt. Die ausgezeichnete Spaltbarkeit in Verbindung mit dem kräftigen Pleochroïsmus schliessen eine Verwechslung mit den übrigen in Frage kommenden Mineralien aus. Der Magnetit kommt sowohl primär als secundär in abgerundeten Körnern oder kleinen Kryställchen mannigfachster Form vor.

---

[1]) Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. Sitzungsbericht der K. K. Akademie der Wissenschaften zu Wien. Febr. 1874 LXIX.

Der Apatit tritt theils in kurzen Säulchen, deren sechsseitige Querschnitte die charakteristischen optischen Eigenschaften zeigen, theils in wulstigen unregelmässig begrenzten Körnern (Fig. 5) auf.

Die Structur des Gesteins charakterisirt sich durch die regellose Anordnung der einzelnen Körner und das Fehlen einer Grundmasse als eine krystallinisch-körnige (Fig. 4).

Der Versuch, das relative Alter der das Gestein zusammensetzenden Bestandtheile zu bestimmen, erfordert in dem vorliegenden Falle um so grössere Vorsicht, als, ausser beim Apatit, Magnetit und Labradorit, den Mineralien jede regelmässige krystallographische Umgrenzung mangelt. Die ältesten Bestandtheile sind Magnetit und Apatit. Nach ihrer Ausscheidung begann die Olivinbildung; Körner desselben werden von allen übrigen Mineralien, also auch von Plagioklas, umschlossen. Ehe jedoch diese Ausscheidung beendet war, krystallisirten schon die Feldspäthe aus dem Magma aus, was durch das Vorkommen von einzelnen Körnern derselben im Olivin bewiesen wird, eine Erscheinung, die jedoch weit seltener, als die schon erwähnte Umlagerung von Olivin durch Feldspath, ist. Spärlich im letzteren vorkommende Blättchen von Glimmer und Pyroxen deuten darauf hin, dass neben der Bildung der Plagioklase sich die Ausscheidung der Bisilicate vollzog, doch muss dieselbe anfangs sehr gering gewesen sein. Die Hauptperiode ihrer Ausscheidung fällt erst nach Beendigung der Plagioklasbildung, was daran deutlich zu erkennen ist, dass vor Allem die Pyroxene gleichsam den Kitt der älteren Gemengtheile bilden. Die Ausscheidung der Hornblende, falls dieselbe überall als primär aufzufassen ist — und es liegt, meines Erachtens, kein Grund vor, dieses nicht zu thun —, scheint neben den übrigen Ausbildungsprocessen während einer langen Dauer hergegangen zu sein, da wir sie sowohl als Umrindung des Olivins, eines der ältesten Bestandtheile, als auch der Pyroxene finden.

Was die Klassifikation des Gesteins anbelangt, — wesentliche Gemengtheile: ein basischer Plagioklas, Diallag und Hypersthen in ungefähr gleicher quantitativer Betheiligung, und Olivin —

so steht es, auf Grund der rein petrographischen Untersuchung zwischen den Olivingabbros und den Olivinnoriten (beide Bezeichnungen im ROSENBUSCH'schen Sinne).

Zum Schluss gestatte ich mir, Herrn Prof. Dr. LOSSEN und vor Allem Herrn Dr. M. KOCH zu Berlin, die mich in liebenswürdigster Weise bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben, meinen verbindlichen Dank zu sagen.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45,46.


UNIVERSITY

Tafel II.

Fig. 1a u. 1b.	*Hymenotheca*	*Dathei*	in	$\frac{1}{1}$	.
Fig. 1c.	»	»	»	$\frac{2}{1}$	.
Fig. 2a.	»	*Weissi*	»	$\frac{1}{1}$	.
Fig. 2b.	»	»	»	$\frac{2}{1}$	.



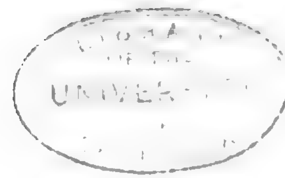








Lichtdruck v. A. Frisch Berlin



Tafel III.

Fig. 3a. *Hymenotheca Beyschlagi* in $\frac{1}{1}$.

Fig. 3b. » » » $\frac{2}{1}$.





Lichtdruck v. A. Frisch Berlin.



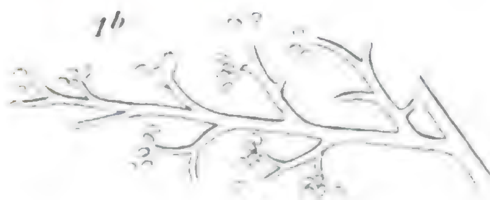
Tafel IV.

Fig. 1 a. *Hymenophyllites (Sphenopteris) germanica* n. sp. in natürlicher Grösse.

Fig. 1 b. *Hymenophyllites germanica.* Ein Stückchen des Blattes mehrmals vergrössert.

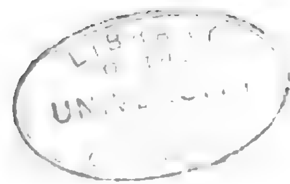
Fig. 1 c. *Hymenophyllites germanica.* Ein Sporangium stark vergrössert.

1a





Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.



Tafel V.

Fig. 2a. *Oligocarpia (Sphenopteris) Kliveri* n. sp. in natürlicher Grösse.

Fig. 2b. Vergrösserte Darstellung des Stückes Fig. 2a.

Fig. 2c. *Oligocarpia Kliveri.* Eine Blattfieder. Vergrössert.

Fig. 2d. *Oligocarpia Kliveri.* Ein Fiederläppchen. Vergrössert.

Fig. 2e. *Oligocarpia Kliveri.* Ein Sorus. Stark vergrössert.

Fig. 3a. *Renaultia (Sphenopteris) microcarpa* in natürlicher Grösse.

Fig. 3b. *Renaultia microcarpa.* Eine Blattfieder. Vergrössert.



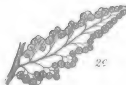












W. Pütz u. H. Potonié gez. Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

Angerburg
Reussen
Kehlen
SCHWENZAIT-SEE
116,5
Ogonken
Roggen
Kl. Haarzen-See
Charlottenhof
Lemming-See
Bodma-See
Gr. Haarzen-See
Insel Upalten
Kirsaiten-See
Insel Kirsaiten
Haarzen
Gr. Steinort
DARGAINEN-SEE
116,5
Neu Haarzen
Dgall-See
Pieczarken
Der Loetzensche KISSAIN-SEE
116,5
Roggen
Poganten
Sharfa-See
Tritt-See
Pierkunowen
Woynak-See
Der grosse Werder
Loetzen
Schimonberg
Feste Boyen
Loewentin-See

Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin





LOEWENTIN-SEE, Jagodner See, Gr. u. Kl. Hensel-See, Gurkler See.

Entworfen von W. ULE. 1889.

LOEWENTIN-SEE

Loetzen

Feste Boyen

Biestern

Grajwen

Willkassen

Gr. Willkassen-See

Strzelzen

Rydzewen

Klein Wiersbau

Sutten-See

Kossinnen

Gr. Jagodnen

Kl. Jagodnen

Jagodner See

Salpia

Kl. Hensel-See 125.1

Gr. Hensel-See 125.1

Gurkler See

Gurkeln

Canal

Maafsstab 1 : 100000.

Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin.







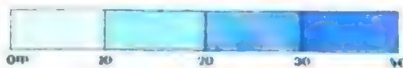
Luknainer See,
Warnold-See, Sexter See,
SPIRDING-SEE,
Biallolafker See.
Entworfen von
W. ULE.
1889.

Maafsstab 1 : 100000.

Die Isobathen sind in Abständen von 10m ... punktirt, die Isohypsen in solchen von 9 ...m gezogen

Türklo-See
Wenzöwen
Kl. Sdengowen
Tuchlinnen
Eckersberg
Tuchlinner See 117.1
I N G-
Guhren
Quicka
Biallolafker See
Kessel-Flufs
Spirdingswerder
Kl. Kessel
Kessel-See 116.1
Schwarren
Sexter See
Gr. Zechen
Trzonken

Lith. Anst. v. L. Kraatz Berlin





MAUER-SEE a

KIR- b

DAR- c

B

D

Rheinscher See

TAL- a

R TALTER b

TOWISKO-SEE a

O

Q

S

U

LUKNAINER SEE Y

Lith. Anst. v. I. Kraatz, Berlin



Tafel XI.

(Sämmtliche Abbildungen in natürlicher Grösse.)

Fig. 1a. *Amaltheus Marcousanus* D'ORB.
In Schwefelkies umgewandeltes Exemplar aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

Fig. 1b. Rückansicht desselben Exemplares. (Die Mundöffnung ist zusammengedrückt.)

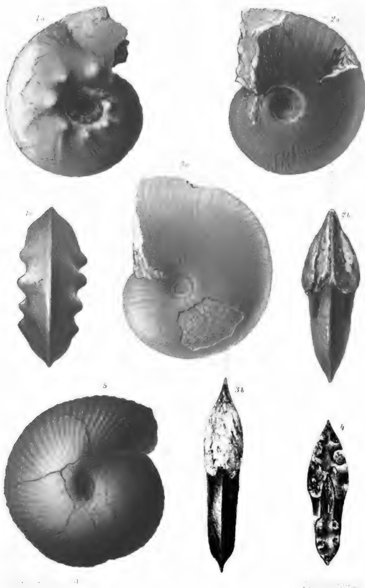
Fig. 2a, b. *Amaltheus Gevrilianus* D'ORB.
Theilweise mit Schale erhaltenes Exemplar aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

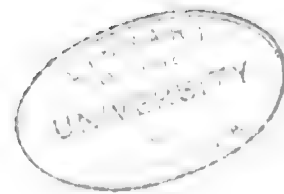
Fig. 3a, b. *Amaltheus heteropleurus* NEUMAYR u. UHLIG.
Beschaltes, mit Wohnkammer erhaltenes Exemplar aus dem unteren Hilsthone von Neustadt am Rübenberge. Von der Flanke ist ein Theil der Schale abgesprengt und dadurch die Lobenzeichnung sichtbar. (Die bei Barsinghausen gefundenen Exemplare von *Am. heteropleurus* sind minder gut erhalten und daher zum Abbilden weniger geeignet.

Fig. 4. *Amaltheus heteropleurus* NEUMAYR u. UHLIG.
Durchschnitt eines Kieskerns aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

Fig. 5. *Olcostephanus nucleus* A. ROEMER.
Theilweise verkiestes Exemplar von der Seite aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

Sämmtliche Originale befinden sich in der Sammlung des Verfassers.


1a
2a
1b
2b
5
3b
4



Tafel XII.

(Sämmtliche Abbildungen in natürlicher Grösse.)

Fig. 1. *Olcostephanus nucleus* A. Roemer.
Das auf Taf. XI, Fig. 5 bereits von der Seite abgebildete Exemplar von vorn gesehen mit der Mundöffnung.

Fig. 2. *Olcostephanus nucleus* A. Roemer.
Ein theilweise verkiestes Fragment, an welchem Spuren von Knotenbildung rund um den Nabel erkennbar sind. Aus dem Hilsthone von Barsinghausen. Das Original befindet sich in der Sammlung des Herrn Oberbergrath Württenberger in Hannover. (Die Knoten treten auf der Zeichnung noch zu stark hervor.)

Fig. 3. *Cucullaea Gabrielis* Leymerie.
Seitenansicht der linken Schale eines zweiklappigen etwas verdrückten Gehäuses aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

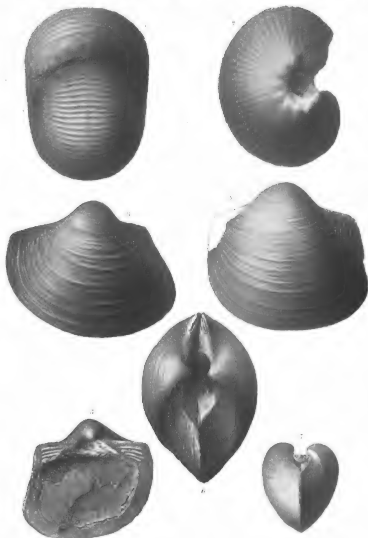
Fig. 4. *Cucullaea Gabrielis* Leymerie.
Linke an der Vorderseite etwas verletzte Schale aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

Fig. 5. *Cucullaea Gabrielis* Leymerie.
Schlossansicht der linken Klappe eines jüngeren Exemplares aus dem Hilsthone von Barsinghausen.

Fig. 6. *Cucullaea Gabrielis* Leymerie.
Ansicht von der hinteren Seite eines nur in der oberen Hälfte erhaltenen Exemplares. Fundort derselbe.

Fig. 7. *Cucullaea Gabrielis* Leymerie.
Ansicht der Wirbel von der Vorderseite eines jugendlichen, an der hinteren Seite verletzten Exemplares. Fundort derselbe.

Sämmtliche Originale befinden sich, wenn nichts anderes angegeben ist, in der Sammlung des Verfassers.




LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY

Tafel XIII.

(Sämmtliche Abbildungen in natürlicher Grösse.)

Fig. 1. *Cucullaea texta* A. Roemer.

Rechte Klappe aus dem mittleren Kimmeridge von Ahlem bei Hannover mit Ansicht des Schlosses.

Fig. 2. Linke Klappe eines grossen Exemplares derselben Art von demselben Fundorte.

Fig. 3, 3a, 3b. Exemplar derselben Art mit beiden Klappen aus dem mittleren Kimmeridge von Ahlem. Fig. 3: Seitenansicht der linken Klappe. Fig. 3a: Ansicht von der Hinterseite. Fig. 3b: Ansicht von der Vorderseite.

Fig. 4, 4a, 4b. *Cucullaea texta* A. Roemer.

Kleines an der Hinterseite etwas verdrücktes Exemplar mit vollständig in der Sculptur erhaltener Schale aus dem oberen Wealden von Barsinghausen. Fig. 4: Seitenansicht der linken Klappe. Fig. 4a: Ansicht von der Hinterseite. Fig. 4b: Ansicht von der Vorderseite.

Fig. 5, 5a. Exemplar derselben Art mit gut erhaltener Schale aus dem oberen Wealden vom Kleinen Süntel bei Münder. Fig. 5: Ansicht der linken Klappe von der Seite. Fig. 5a: Ansicht von der Hinterseite.

Fig. 6. *Cucullaea texta* A. Roemer.

Linke Klappe eines kleinen stark aufgeblähten Exemplares mit etwas abgeriebener Schale aus dem oberen Wealden von Barsinghausen. (Auf derselben Platte liegt ein Exemplar von *Corbula alata* Sow. und *Melania rugosa* Dunker.)

Fig. 7. Rechte Klappe derselben Art mit Ansicht des Schlosses aus dem oberen Wealden von Barsinghausen.

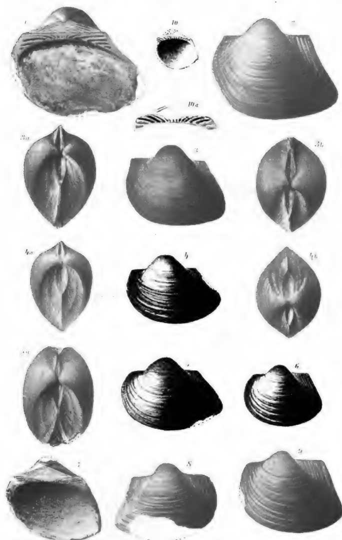
Fig. 8. Rechte Klappe derselben Art, aufliegend auf einer Platte mit *Corbula alata* aus dem oberen Wealden von Barsinghausen. Der hintere Theil der Schale ist theilweise verdeckt, am Vordertheile ist die Sculptur der Schale gut erhalten.

Fig. 9. Linke Klappe derselben Art und von demselben Fundorte. Die Schale ist stark abgerieben, wie dieses bei den meisten Exemplaren der Fall ist.

Fig. 10. *Cucullaea texta* A. Roemer.

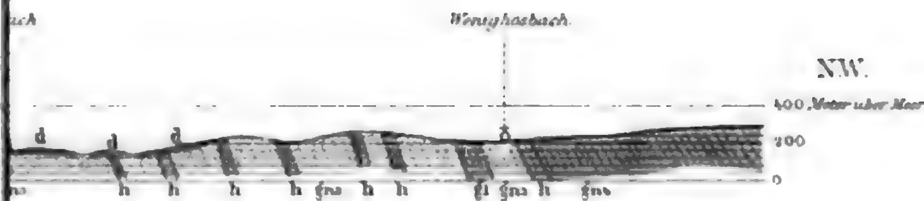
Rechte Klappe eines jugendlichen Exemplares mit der Ansicht des gut erhaltenen Schlosses; der Wirbel ist verdeckt. (Auf derselben Platte liegen neben *Corbula sublaevis* noch verschiedene junge Exemplare von *Cucullaea texta*, bei welchen theilweise die trapezförmige Gestalt noch schärfer hervortritt.)

Sämmtliche Originale dieser Tafel werden in der Sammlung des Verfassers aufbewahrt.

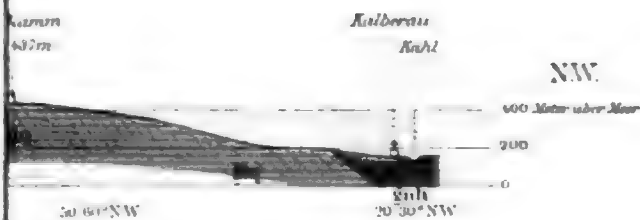

1
10
2
10a
3a
3
3b
4a
4
4b
5
6
7
8
9

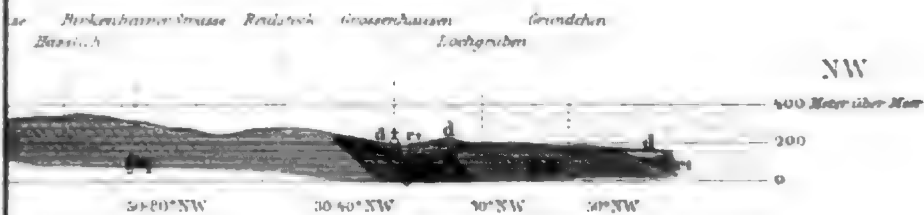


Taf. XIV









...as des Spessart





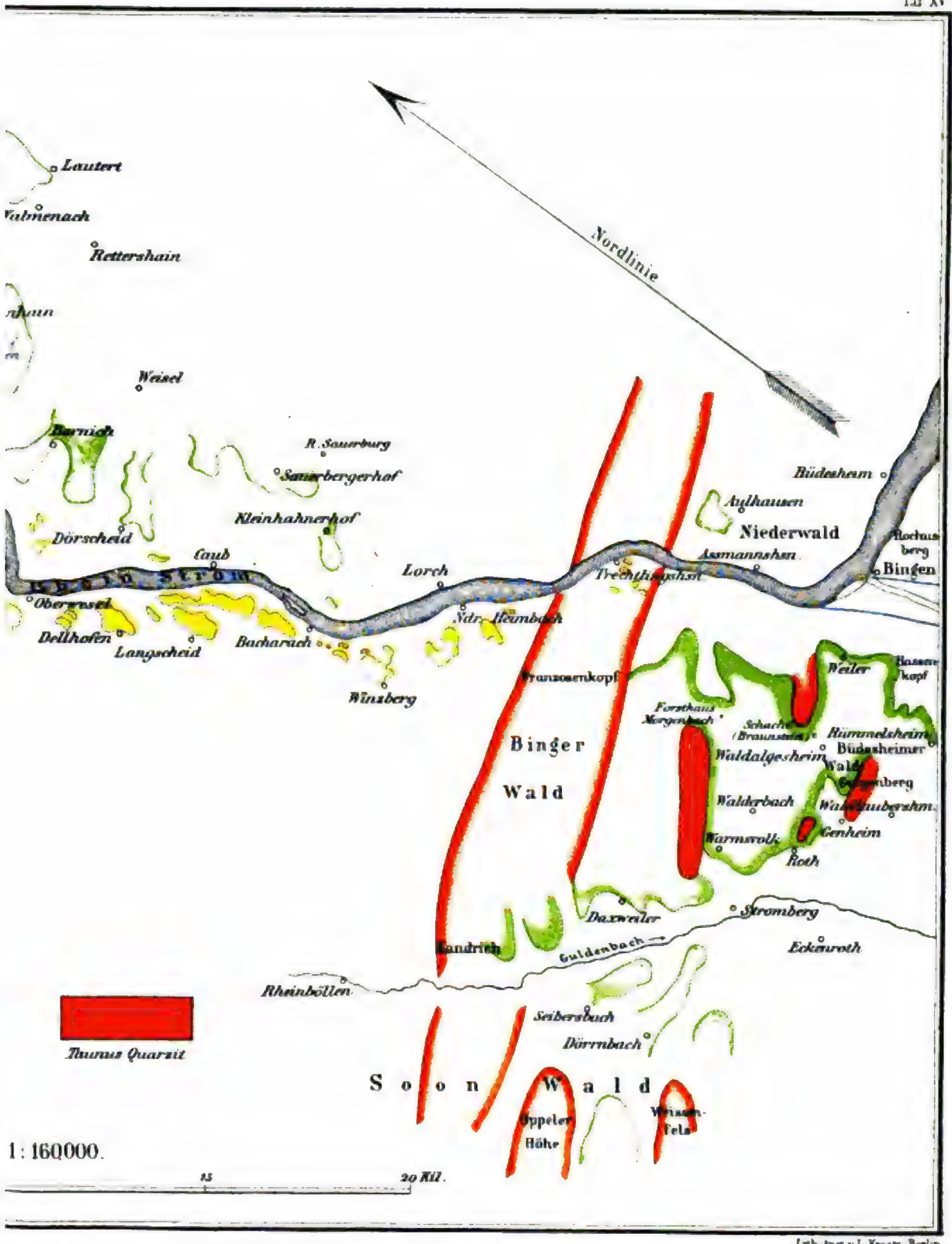



Rothliegendes · Zechstein · Bröckelschiefer · Feinkörniger Sandstein · d

Unterer Buntsandstein



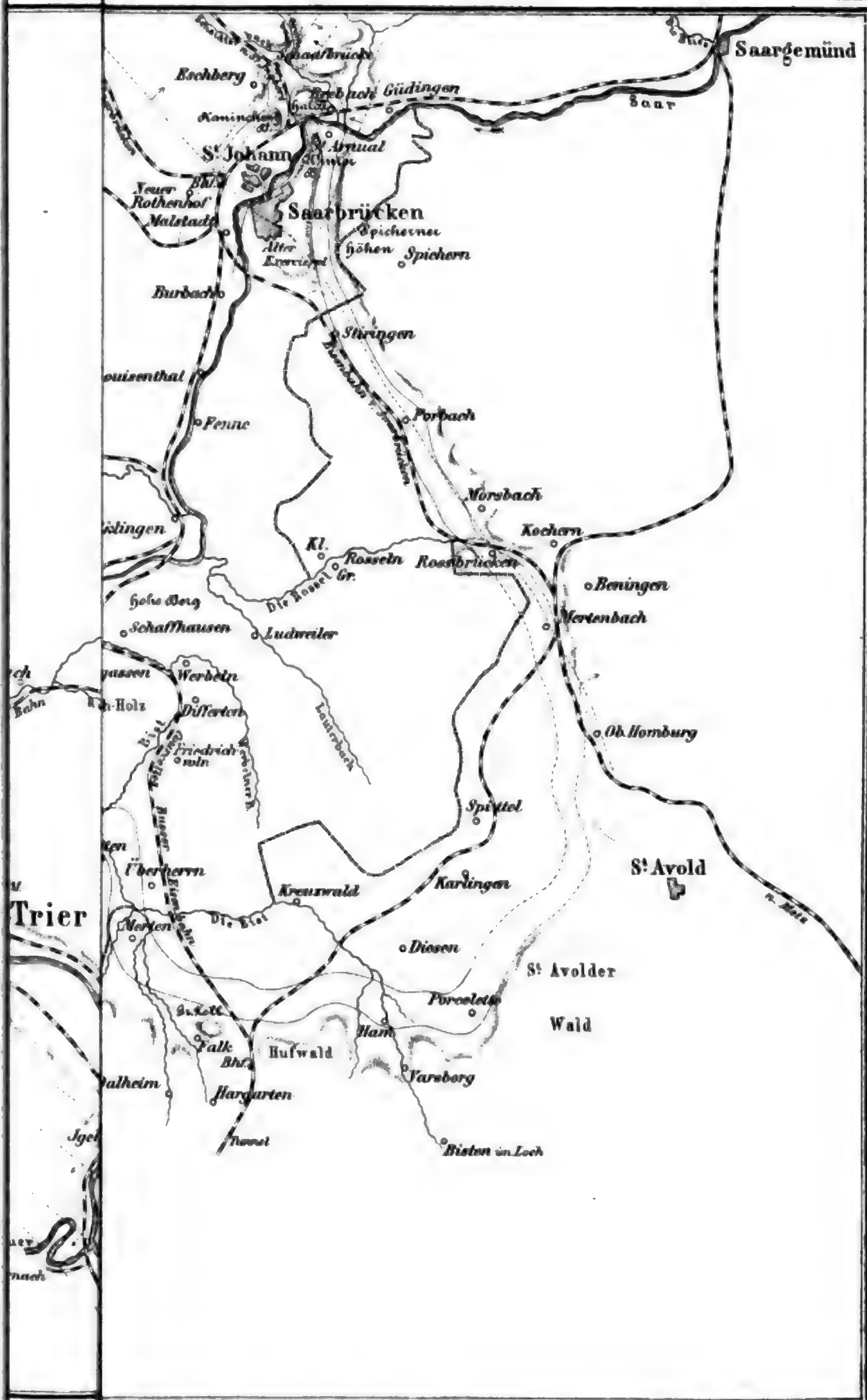
wie ehemalige Flussarme
und Lahnstein.



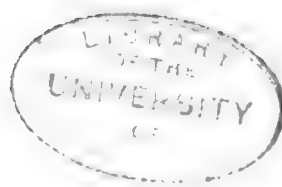
Lith. Anst. v. L. Kraatz, Berlin



Taf. XVI.

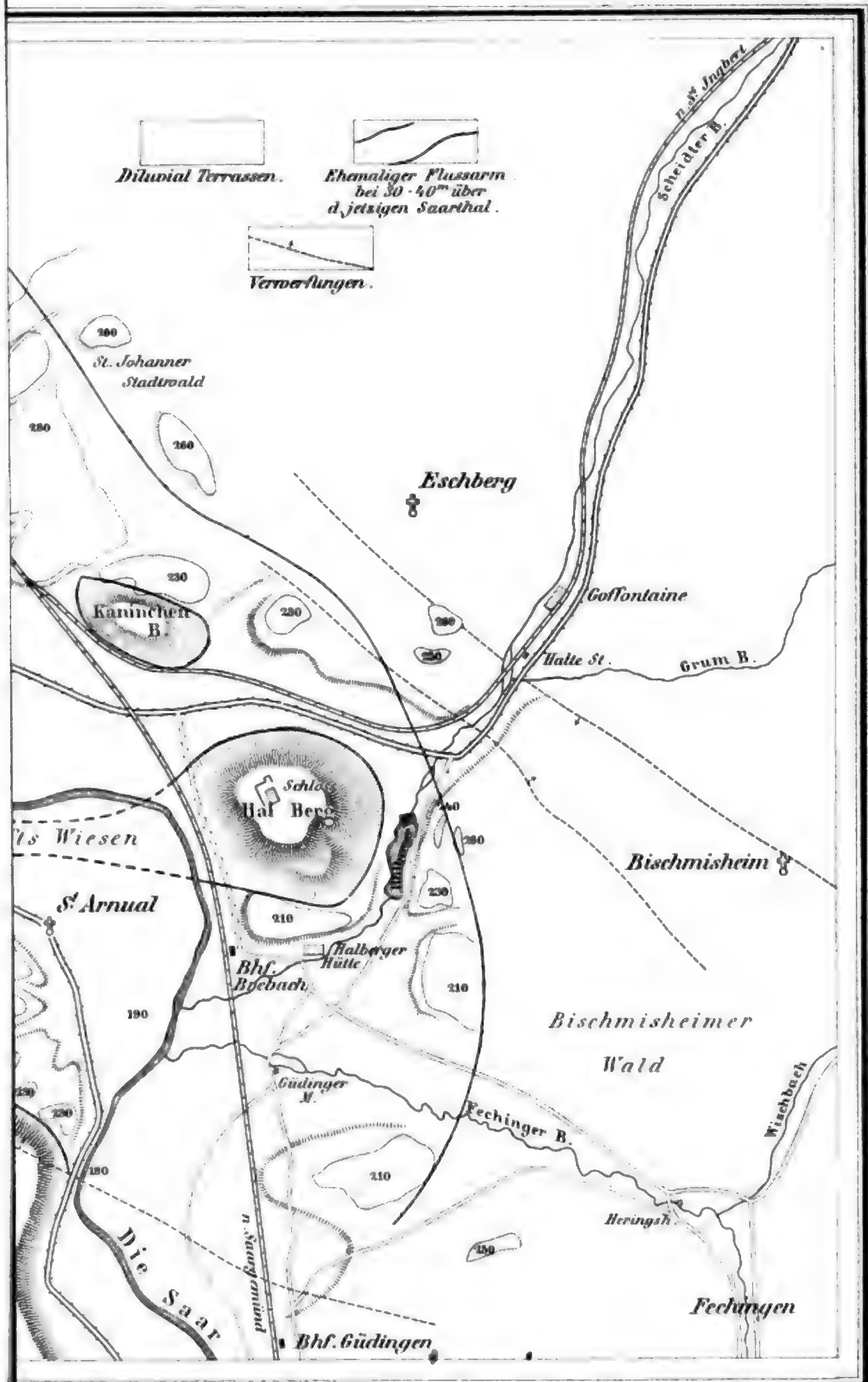


Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin


LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY

arbrücken.

Taf. XVII.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

Meeresspiegel.

3000 4000 Meter



Tafel XVIII.

Fig. 1. *Radiolites Gosae* Roemer vom Sudmerberg bei Goslar.

Fig. 2. *Radiolites suecicus* Lundgren von Barnakälla in Schonen.

Fig. 3a — 3c. *Radiolites hercynius* Ewald vom Sudmerberg bei Goslar.

Fig. 4a — 4e. » » » von Stapelburg.

Fig. 5a — 5c. *Radiolites pusillus* Lundgren von Ö. Karup in Halland.

Fig. 6a — 6n. » » » von Stapelburg.

Fig. 7a — 7c. » » » var. *brevis* n. var. von Stapelburg.

Fig. 8a — 8d. » » » var. *elongatus* n. var. von Stapelburg.

Fig. 9a — 9c. « » » von Stapelburg.

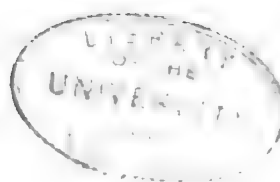
Fig. 10. » » » » »

Fig. 11a—11b. » » » » »

Fig. 12a—12c. *Radiolites sublaevigatus* Lundgren von Stapelburg.

Die Originale zu Fig. 1, 3a, 4a, 6a, befinden sich im geologisch-palaeontologischen Museum der Universität Göttingen, die übrigen in der Sammlung der geologischen Landesanstalt und Bergakademie in Berlin.





Tafel XIX.

Ansicht des im Lichthof der Königl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie aufgestellten Baum-Stumpfes mit Wurzeln, aufgenommen von der Nordseite. Mittelgrund (durch die Axe des Stammes gehend) etwa $^1/_{24}$ der natürl. Grösse.

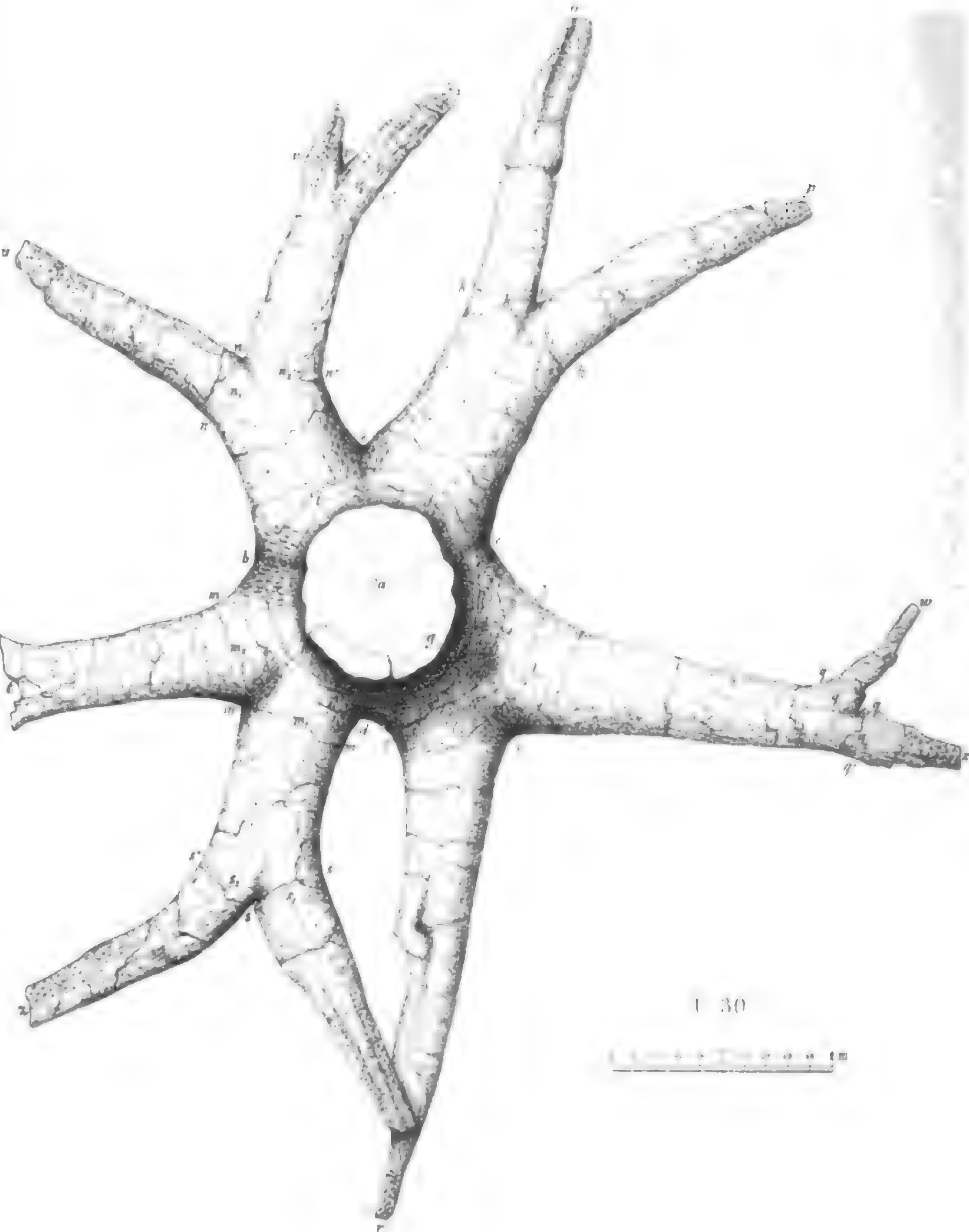
W. Pütz phot.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

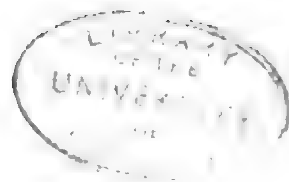


Tafel XX.

Geometrischer Grundriss des Baum-Stumpfes in $^1/_{30}$ natürlicher Grösse. Erklärung der Buchstaben auf S. 249 — 251 des Textes.



N. d. Nat. gez. v. A. Schneider. Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.



Tafel XXI.

Ansicht eines grösseren Stückes der Stamm-Oberfläche bei *b* des Grundrisses Tafel XX in $^1/_2$ der natürlichen Grösse.



[illegible] gez. Lichtdruck v. A. Frisch Berlin



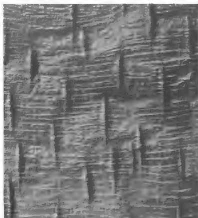
Tafel XXII.

1. Ansicht eines Stückes der Wurzel-Oberfläche bei *y* des Grundrisses Tafel XX in natürlicher Grösse.

2. Ansicht eines Stückes der Stamm-Oberfläche bei *b* des Grundrisses in natürlicher Grösse.

3. u. 4. Ansichten zweier Stücke der Stamm-Oberfläche dem Grundriss oberhalb *d* entnommen. Natürliche Grösse.









W. [illegible]ack gez.

Lichtdruck v. A. Frisch Berlin.



Tafel XXIII.

Fig. 1. *Leperditia phaseolus* His., rechte Schale, aus einem Beyrichienkalk von Langenau bei Praust.

Fig. 2a u. 2b. *Leperditia phaseolus* His., linke Schale, aus einem Beyrichienkalk von Langenau; 2a natürliche Grösse, 2b vergrössert.

Fig. 3. *Leperditia phaseolus* var. *subpentagona* Kiesow, rechte Schale, aus einem Geschiebe von Langfuhr.

Fig. 4a u. 4b. *Leperditia gregaria* Kiesow, rechte Schale, von Langenau.

Fig. 5. *Leperditia gregaria* Kiesow, rechte Schale, von Langenau.

Fig. 6. *Leperditia gregaria* Kiesow, linke Schale, von Langenau.

Fig. 7a u. 7b. *Leperditia gregaria* Kiesow, linke Schale, von Ramkau.

Fig. 8a u. 8b. *Leperditia gregaria* Kiesow, linke Schale, aus einem Geschiebe von Prangschin; 8a natürliche Grösse, 8b vergrössert. — Sammlung des Provinzial-Museums zu Danzig.

Fig. 9a u. 9b. *Leperditia gregaria* var. *arcticoidea* Kiesow, rechte Schale, von Langenau; 9a natürliche Grösse, 9b vergrössert.

Fig. 10. *Leperditia gregaria* var. *arcticoidea* Kiesow, linke Schale, von Langenau.

Fig. 11a u. 11b. *Leperditia gregaria* var. *ardua* Kiesow, rechte Schale, von Zigankenberg.

Fig. 12 u. 13. *Leperditia gregaria* var. *ardua* Kiesow, linke Schalen, von Zigankenberg.

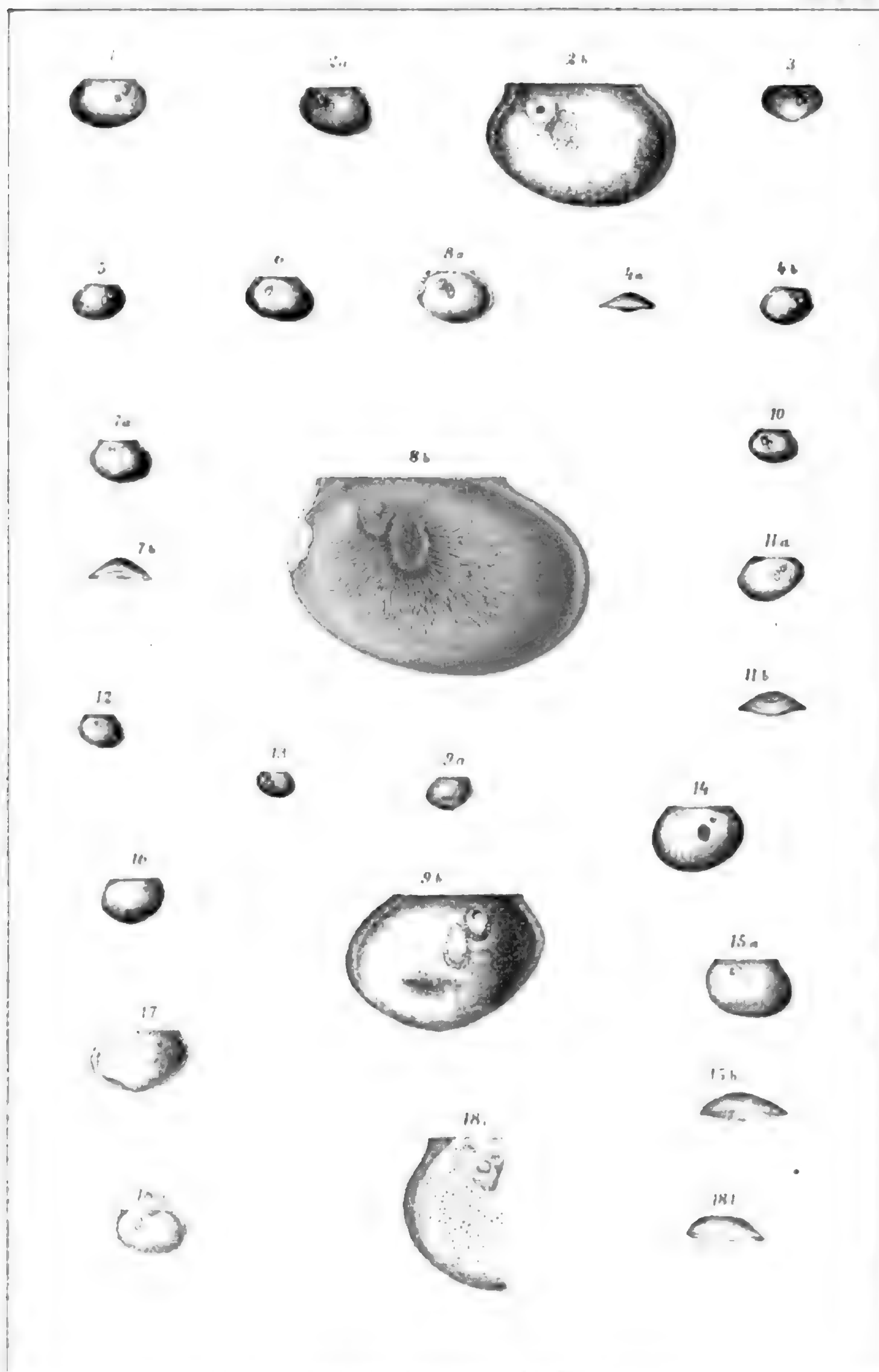
Fig. 14. *Leperditia baltica* His. (F. Schmidt), rechte Schale, von Langenau.

Fig. 15a u. 15b. *Leperditia baltica* His. (F. Schmidt), linke Schale, von Langenau.

Fig. 16. *Leperditia Eichwaldi* F. Schmidt, rechte Schale, von Langfuhr.

Fig. 17. *Leperditia* sp., rechte Schale, von Prangschin. — Sammlung des Provinzial-Museums zu Danzig.

Fig. 18a, 18b, 18c. *Leperditia conspersa* Kiesow, linke Schale, von Goldkrug. 18b Ansicht von der Ventralseite. 18c zeigt den vorderen Theil der Schale vergrössert.


1
2a
2b
3
5
6
8a
4a
4b
7a
8b
10
7b
11a
11b
12
13
9a
14
16
9b
15a
17
15b
18



Tafel XXIV.

Fig. 1—4. *Beyrichia Gedanensis* KIESOW von Tempelburg bei Danzig. Fig. 1: linke Schale eines weiblichen Exemplars; Fig. 2 u. 4: linke Schalen, männlich; Fig. 3: rechte Schale, männlich.

Fig. 5. *Beyrichia Gedanensis* var. *pustulosa* HALL, linke Schale, weiblich, von Langenau bei Praust.

Fig. 6. *Beyrichia Gedanensis* var. *pustulosa* HALL, rechte Schale, weiblich, von Langenau.

Fig. 7 u. 8. *Beyrichia Kochii* BOLL, linke Schalen, männlich, von Zoppot.

Fig. 9. *Beyrichia Kochii* BOLL, linke Schale, weiblich, von Langenau.

Fig. 10. *Beyrichia borussica* KIESOW, rechte Schale, männlich, von Langenau.

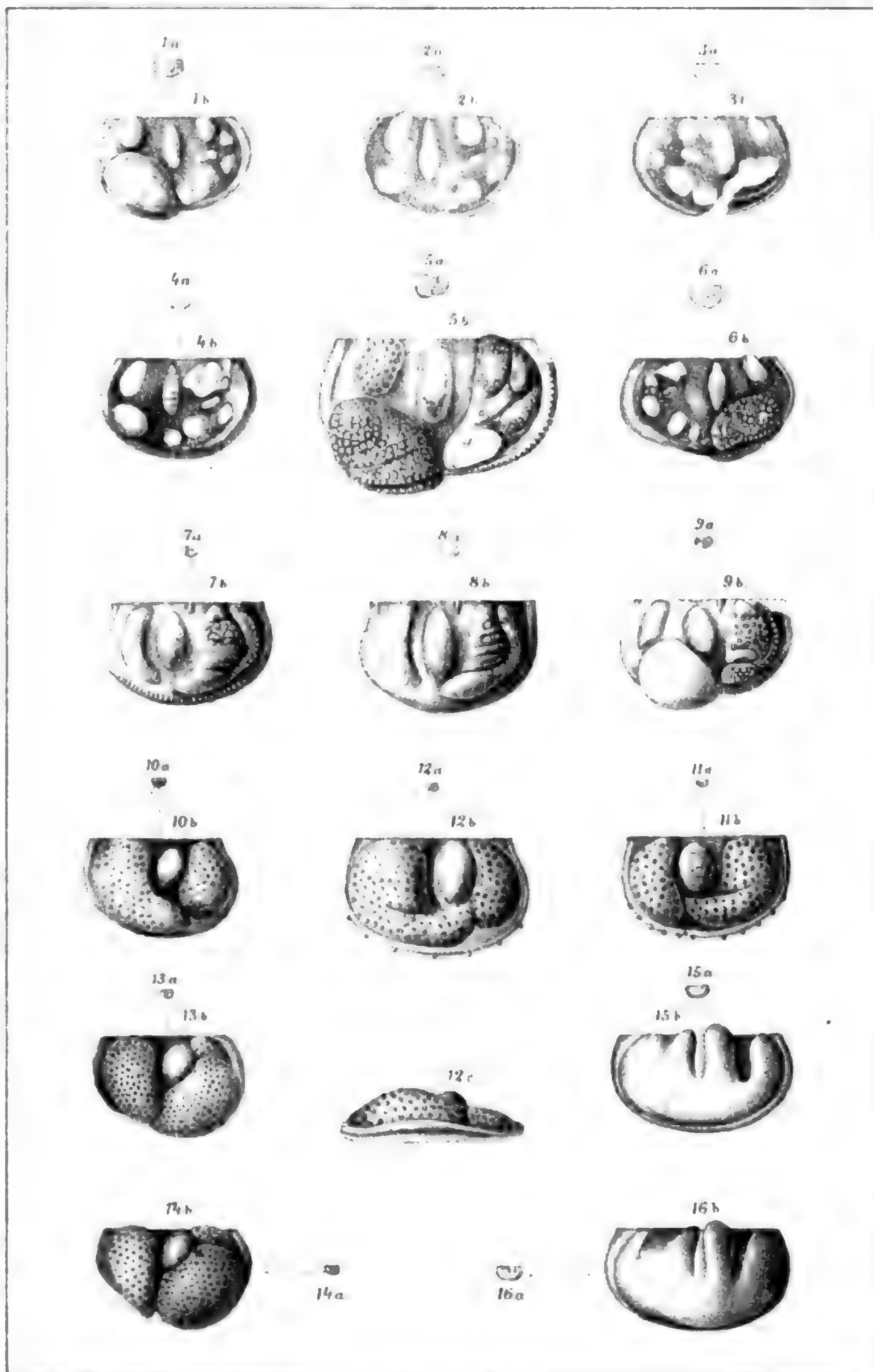
Fig. 11. *Beyrichia borussica* KIESOW, linke Schale, männlich, von Koliebken.

Fig. 12. *Beyrichia borussica* KIESOW, rechte Schale, männlich, von Koliebken.

Fig. 13 u. 14. *Beyrichia borussica* KIESOW, rechte Schalen, weiblich, von Langenau.

Fig. 15. *Beyrichia (Kloedenia) Wilckensiana* var. *plicata* JONES, rechte Schale, männlich, von Pitzkendorf.

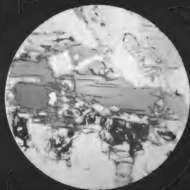
Fig. 16. *Beyrichia (Kloedenia) Wilckensiana* var. *plicata* JONES, rechte Schale, männlich, von Brentau.



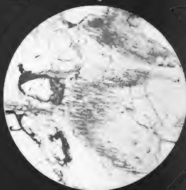
Druck v. A. Renaud



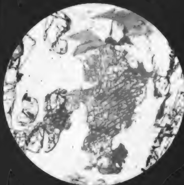
1



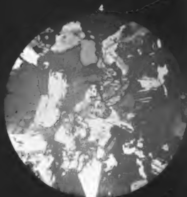
2



3



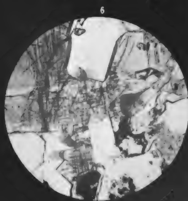
4



5



6





Taf. XXVI.



1:1000000.

Berliner lithogr. Institut


UNIVE

Tafel XXVII.

Trematodiscus jugatonodosus ZIMMERMANN.

Fig. 1a. Wohnkammer bis zur letzten, etwas verdrückten Scheidewand; die Sculptur z. Th. nach der anderen Seite ergänzt.

Fig. 1b. Wohnkammer von aussen. — Die kreisrunden Eindrücke wohl von *Ostrea sessilis* herrührend.

Fig. 2. Durchschnitt durch den vordersten Theil der Wohnkammer, die Umrisse z. Th. nach weiter zurückliegenden Theilen ergänzt.

Fig. 3. Ansicht der fünften (? oder sechsten) Scheidewand hinter der Wohnkammer, mit Sipho und Internlobus.

Das Original stammt aus dem Grenzdolomit des Unteren Keupers von Stadtilm in Thüringen und befindet sich in der Sammlung der Königl. geologischen Landesanstalt zu Berlin.





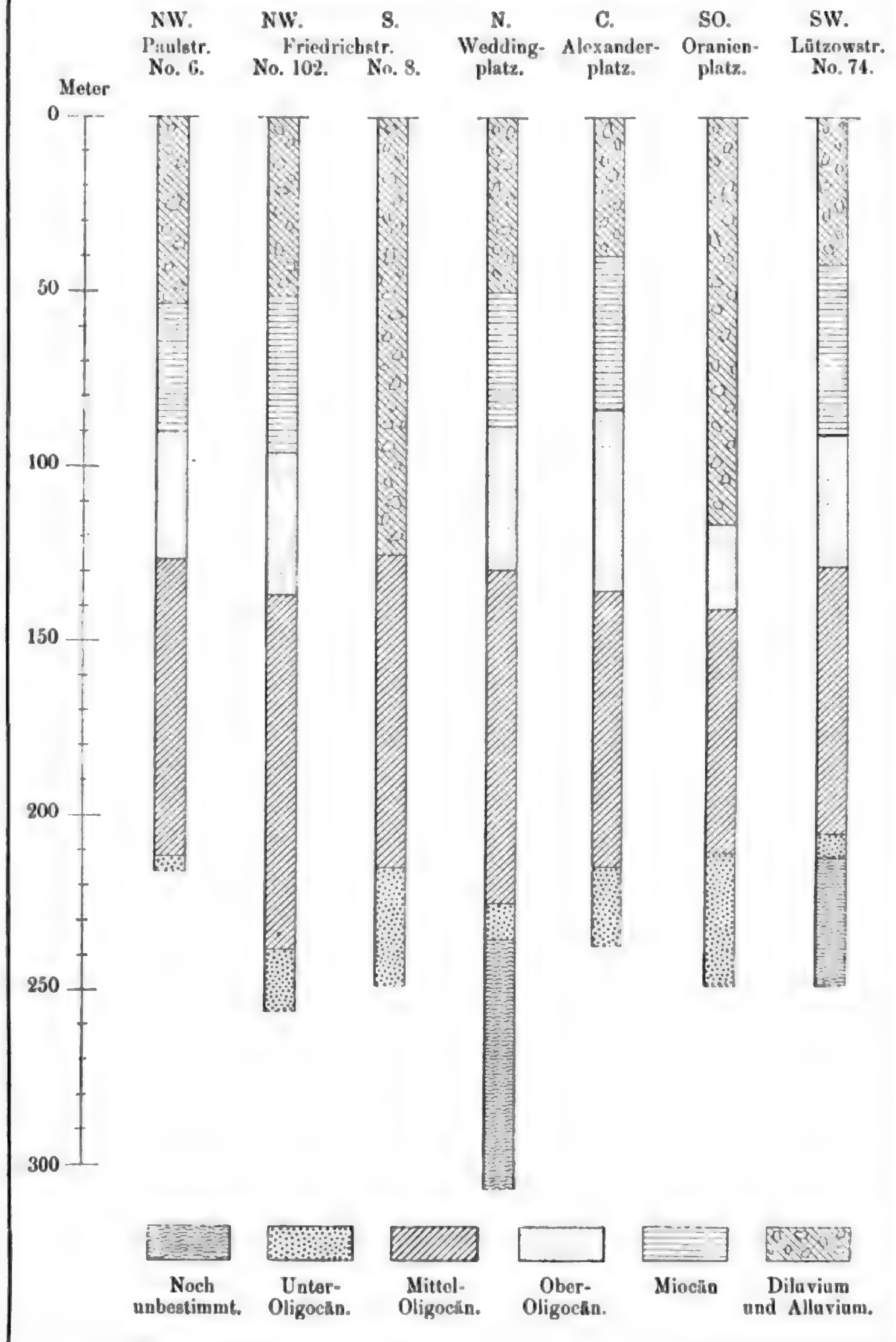




E. Ohmann del. & lith.


UNIVERSITY

Die Soolbohrungen in Berlin.



Druck von A. W. Schade.


UNIVERSITY